



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA DEI MARI ITALIANI

alla scala 1:250.000

foglio NK 33- 1/2

ANCONA

a cura di

F. Trincardi*, **A. Argnani***, **A. Correggiani***

con contributi di:

Informatizzazione: **F. Foglini***

Carta del sottofondo: **M. Rovere***

Carta superficiale: **L. Angeletti***, **A. Asioli****, **E. Campiani***, **A. Cattaneo*****, **F. Foglini***, **A. Piva***, **A. Remia***, **D. Ridente***, **M. Taviani***

* Istituto di Scienze Marine ISMAR, CNR, via Gobetti 101, 40129 Bologna

** Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, C.so Garibaldi, 37, 35121 Padova

*** IFREMER, Centre de Brest, Plouzané, France

Ente realizzatore



Istituto di Scienze Marine
Consiglio Nazionale delle Ricerche

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA :
L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -ISPRA:
F. GALLUZZO

*Responsabile del Progetto CARG per il Consiglio Nazionale delle Ricerche –
Istituto di Scienze Marine – Bologna:*
F. TRINCARDI

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia

Revisione dell' informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Ventura;

Revisione dell' informatizzazione dei dati geofisici:
F. Ferri

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, S. Falcetti

PER ISMAR – CNR DI BOLOGNA:

Allestimento editoriale e cartografico:
E. Campiani, M. Rovere

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
F. Fogliani

Allestimento cartografico per la stampa a cura di:
S.EL.CA. s.r.l. - Firenze

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:
M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico
d'Italia)
P. Dall'Olio (ISMAR - CNR di Bologna)

Stampa: **S.EL.CA. s.r.l.**, Firenze - 2011

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
II	- COMPOSIZIONE DEL FOGLIO E GEOREFERENZIAZIONE>>		9
III	- METODI DI INDAGINE>>		11
1.	- CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO.....>>		11
2.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE.....>>		12
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO>>		15
1.	- ASSETTO FISIOGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO.....>>		15
2.	- APPORTI SEDIMENTARI E CENNI DI DINAMICA OCEANOGRAFICA.....>>		17
2.1.	- REGIME OCEANOGRAFICO.....>>		17
2.2.	- APPORTI FLUVIALI.....>>		18
3.	- ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO.....>>		21
4.	- VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE.....>>		28
4.1.	- LE VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE RELATIVO.....>>		28
4.2.	- I CICLI GLACIO-EUSTATICI QUATERNARI.....>>		30
4.3.	- L'ULTIMA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE.....>>		30
5.	- LA PIATTAFORMA ADRIATICA NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE.....>>		32
6.	- I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO- OLOCENICI IN ADRIATICO.....>>		35
V	- STRATIGRAFIA>>		37
1.	- SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI.....>>		37
2.	- CARTA SUPERFICIALE.....>>		38

3.	- CARTA DEL SOTTOFONDO.....>>	41
VI	- CARTOGRAFIA.....>>	43
1.	- CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NK33-1/2 ANCONA.....>>	43
1.1.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE.....>>	44
1.1.1.	- <i>Unità pre-tirreniane (pt)</i>>>	45
1.1.2.	- <i>Sistemi di stazionamento basso e di caduta (LST+FST)</i>>>	45
1.1.3.	- <i>Sistemi trasgressivi (TST)</i>>>	46
1.1.4.	- <i>Sistemi di stazionamento alto (HST)</i>>>	49
1.1.5.	- <i>Deformazioni dei sedimenti e/o deposizione differenziale entro il sistema distazionamento alto</i>>>	55
1.2.	- SEZIONI GEOLOGICHE E PROFILI SISMICI.....>>	59
1.3.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI.....>>	60
1.3.1.	- <i>Carte degli spessori e delle profondità</i>>>	60
1.3.2.	- <i>Schema cronostratigrafico</i>>>	61
2.	- CARTA DEL SOTTOFONDO – FOGLIO NK33-1/2 ANCONA.....>>	62
2.1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....>>	62
2.2.	- STRATIGRAFIA.....>>	65
2.2.1.	- <i>Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche</i>>>	71
2.2.2.	- <i>Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene</i>>>	71
2.3.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE.....>>	72
2.3.1.	- Triassico (BUR)>>	74
2.3.2.	- Cretaceo - Paleogene (CEL, NUM)>>	75
2.3.3.	- Miocene indifferenziato (BIS, SCH)>>	75
2.3.4.	- Messiniano evaporitico (GES)>>	75
2.3.5.	- Messiniano post-evaporitico (FUS, FCO)>>	76
2.4.	- DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI.....>>	82
2.5.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI.....>>	83
2.5.1.	- <i>Ubicazione delle linee sismiche</i>>>	83
2.5.2.	- <i>Gravimetria - Magnetometria</i>>>	84
2.5.3.	- <i>Diagramma cronostratigrafico</i>>>	84
2.5.4.	- <i>Schema tettonostratigrafico</i>>>	84
2.5.5.	- <i>Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario</i>>>	85
2.5.6.	- <i>Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario</i>>>	86
VII	- ASPETTI APPLICATIVI.....>>	87
1.	- IDROCARBURI.....>>	87

2.	- AFFIORAMENTO DI CALCARI METANOGENETICI.....>>	89
3.	- RICERCA DI DEPOSITI SABBIOSI PER IL RIPASCIMENTO COSTIERO E ALTRI USI INDUSTRIALI.....>>	90
APPENDICE 1		
	RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI.....>>	93
APPENDICE 2		
	ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA.....>>	99
APPENDICE 3		
	ANALISI MICROPALEONTOLOGICHE.....>>	103
APPENDICE 4		
	ANALISI MACROPALEONTOLOGICHE.....>>	117
APPENDICE 5		
	TASSONOMIA.....>>	123
APPENDICE 6		
	DATAZIONI ¹⁴C E METODI DI CALIBRAZIONE.....>>	129
	BIBLIOGRAFIA.....>>	133

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

La cartografia geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000 ha lo scopo di fornire una rappresentazione sintetica dell'assetto geologico e stratigrafico dei margini continentali italiani, basata su criteri uniformi per facilitare il confronto tra zone adiacenti e tra tratti di margine continentale in contesti geodinamici diversi e lontani. Il Foglio NK 33-1/2 Ancona è stato realizzato nell'ambito del Programma CARG, tramite convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e l'Istituto di Scienze Marine – Consiglio Nazionale delle Ricerche (ISMAR-CNR), secondo la Guida al rilevamento della Cartografia Geologica Marina alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002).

L'area del Foglio NK 33-1/2 Ancona copre il tratto di mare Adriatico compreso tra 44° e 43° di latitudine nord fino al limite delle acque territoriali italiane (Fig. 1 e 2). Il tratto di mare cartografato è una porzione di piattaforma adriatica a nord della Depressione Medio Adriatica (MAD), un bacino di scarpata profondo 255 m. La porzione assiale del bacino presenta un gradiente che aumenta da Nord verso Sud passando da 2 a 22 metri per 10 km, corrispondenti rispettivamente ad una pendenza di 0,01° e 0,1°. Il gradiente trasversale alla costa passa da 10 m per 10 km nella porzione settentrionale del foglio, a 16 m per 10 km in quella meridionale, corrispondenti rispettivamente a una pendenza di 0,5° e 0,9°. La piattaforma continentale compresa in quest'area presenta un gradiente minimo (< 0,1°) fino a circa 20-25 m di profondità, un gradiente massimo localmente fino a 2,8°, da 25 a 60 m e numerose irregolarità batimetriche in tutta la parte assiale del bacino adriatico compreso nel settore orientale del foglio. Da un punto di vista strutturale la zona comprende la transizione tra una porzione di

catena, l'avanfossa appenninica plio-quadernaria e l'avampaese adriatico. L'area del foglio corrisponde ad un tratto di margine continentale in cui la catena appenninica è adiacente all'area costiera, caratterizzata da terrazzi marini sollevati e spiagge prevalentemente in erosione.

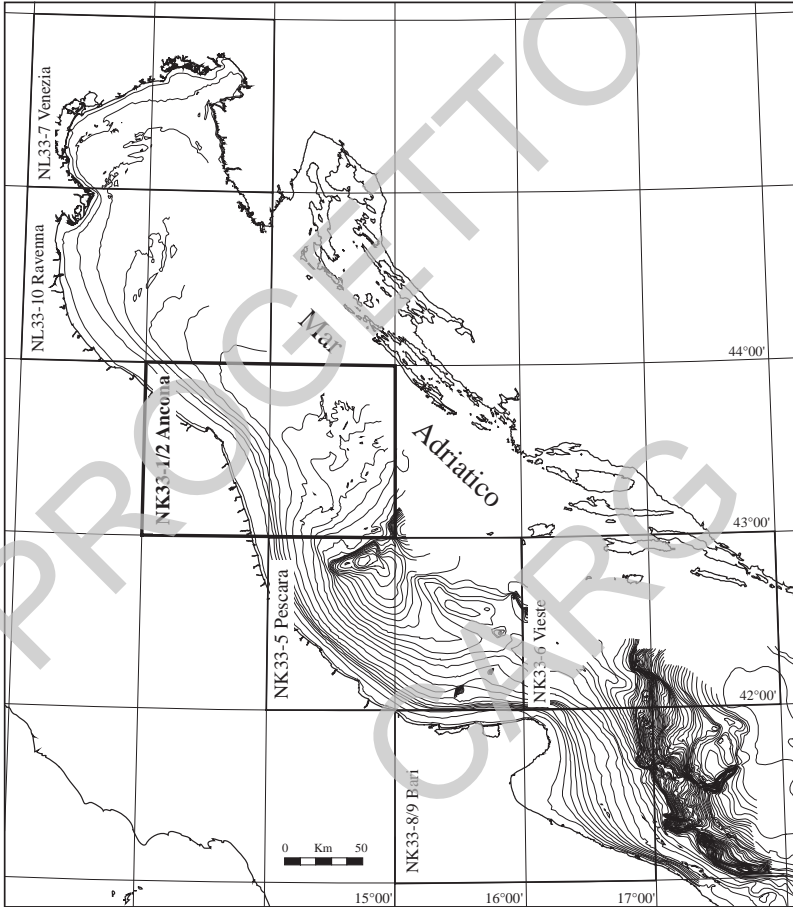


Fig. 1 - Ubicazione dei Fogli geologici a scala 1:250.000 in Adriatico (Foglio NK33-1/2 Ancona in evidenza).

II - COMPOSIZIONE DEL FOGLIO E GEOREFERENZIAZIONE

In base a quanto previsto dalla Guida al rilevamento della Carta Geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002), il Foglio NK 33-1/2 Ancona comprende due prodotti cartografici distinti: a) una carta geologica superficiale che rappresenta i corpi geologici che affiorano o subaffiorano sul fondo marino, con particolare dettaglio per quelli originati durante la fluttuazione tardo-quadernaria del livello del mare; b) una carta geologica del sottofondo che descrive l'assetto strutturale dell'area e la sua evoluzione geologica riferita alla base della successione plio-quadernaria.

Le due carte principali, a scala 1:250.000, sono corredate da altri elaborati cartografici, a scala 1:1.000.000, a carattere geologico-geofisico (magnetometria e gravimetria), o tematico (carte strutturali o isopache); a questi si aggiungono sezioni geologiche, schemi stratigrafici e diagrammi cronostatigrafici.

Il Foglio NK 33-1/2 Ancona è rappresentato secondo la proiezione Universale Trasversa di Mercatore (UTM). La proiezione UTM è una generalizzazione a livello mondiale della Trasversa di Mercatore, basata su fusi di 6 gradi numerati da 1 a 60, a partire dall'antimeridiano di Greenwich avente come meridiano centrale il meridiano di centro fuso. La rappresentazione prevede falsi est di 500.000 m e falso nord di 10.000.000 m a sud dell'equatore, con coefficiente di contrazione 0.9996. Il taglio del Foglio NK 33-1/2 Ancona viene riferito alla serie JOG 1:250.000 dell'IGMI che è nella proiezione Trasversa di Mercatore riferita all'orientamento Europeo del 1950 (ED50) sul fuso centrale NK33.

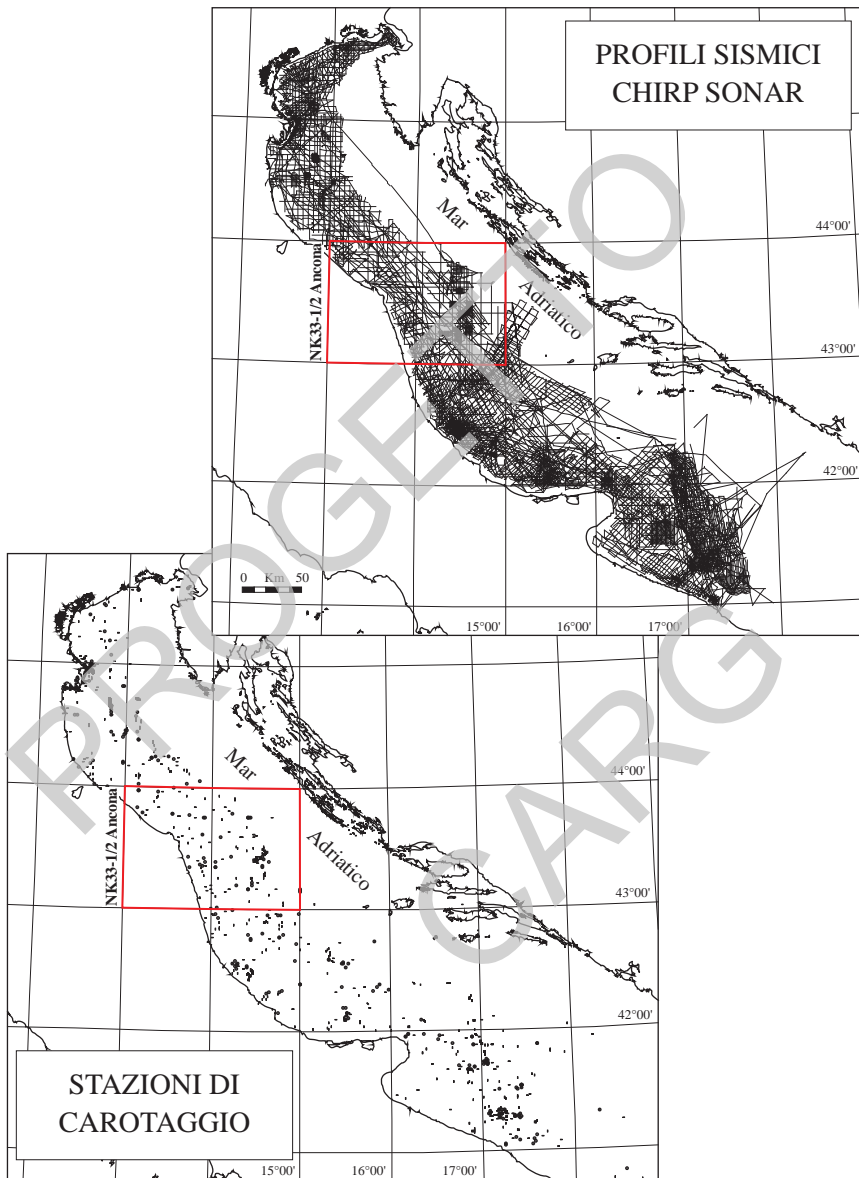


Fig. 2 - In alto sono riportate le linee sismiche ad altissima risoluzione e quelle multicanale acquisite in Adriatico da ISMAR - CNR dal 1993 al 2006. In basso ubicazione dei carotaggi acquisiti nello stesso periodo (in rosso il foglio Foglio NK 33-1/2 Ancona).

III - METODI DI INDAGINE

1. – CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO

La ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale del sottofondo richiede l'utilizzo di profili sismici a riflessione che raggiungano la penetrazione di svariati secondi. Nell'Adriatico settentrionale la sismica ministeriale, che copre le aree di piattaforma continentale cartografate, anche se con qualità variabile. Si è inoltre avuto accesso, in forma confidenziale, a sismica commerciale di ottima qualità cortesemente messa a disposizione da ENI-Agip S.p.A. Ad integrazione di questi dati, ISMAR-CNR ha utilizzato profili sismici a riflessione multicanale che lo stesso aveva provveduto ad acquisire nel corso di numerose campagne effettuate negli anni '90. Come ulteriore dato di profondità sono stati consultati i profili sismici appartenenti al progetto CROP mare, acquisiti negli anni '90 con lo specifico obiettivo di indagare la crosta profonda in territorio nazionale (FINETTI & DEL BEN, 2005). Gli orizzonti riconosciuti e correlati sulle linee sismiche richiedono per la loro taratura la disponibilità di dati stratigrafici del sottosuolo. A tale scopo sono stati utilizzati pozzi per l'esplorazione petrolifera, in parte liberalizzati, in parte consultati in forma confidenziale. Le caratteristiche dei rilievi sismici ENI-Agip S.p.A., ISMAR-CNR e CROP mare, le procedure di elaborazione del segnale sismico e i metodi di interpretazione sono descritti in Appendice 1.

2. – CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

La normativa per la carta geologica superficiale della Cartografia Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002), suggerisce un'integrazione di: 1) interpretazione stratigrafico-sequenziale di profili sismici ad altissima risoluzione, 2) analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento (Appendice 2), 3) analisi biostratigrafica, geochimica e datazione assoluta di livelli guida (e.g. tefra) e unità stratigrafiche (Appendici 3-5), 4) ricostruzione di dettaglio della batimetria e della morfologia del fondo marino con particolare attenzione ad aree caratterizzate da più intensa dinamica erosivo-deposizionale, come ad es. i fondali caratterizzati da forme di fondo a grande scala o da deformazioni gravitative dei depositi tardo-olocenici in zone di prodelta (CORREGGIARI *et alii*, 2001; LEE *et alii*, 2002; TRINCARDI *et alii*, 2000; CATTANEO *et alii*, 2004a; BERNDT *et alii*, 2006).

I vari tipi di rilievo sono stati eseguiti con una densità variabile in relazione alla morfologia del fondo e al tipo di unità stratigrafico-deposizionali da indagare. I rilievi eseguiti nell'area del Foglio NK 33-1/2 Ancona sono stati pianificati tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura disponibili nell'area, all'avvio del progetto (Campagne CM91, CM92, CM95, RF95, AN97, AMICI99, COSTA2000, ERB01, COSTA2001, COSTA2002, SAGA2003, STRATA2004, STRATA2005, YD97 per la geofisica e CM95, AN97, AMICI, COSTA2001, COSTA2002 per le campionature). L'esame di questi dati ha permesso di individuare le aree più problematiche su cui concentrare il lavoro di dettaglio (Campagna SAM03). Le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche, con quelle riguardanti i fogli limitrofi a nord (NL33-10 Ravenna) e a sud (NK33-5 Pescara).

La carta batimetrica riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area ed è derivata dall'interpretazione dei dati di ecoscandaglio a fascio singolo acquisiti tramite Echosounder DESO 20 lungo circa 7481 km di profili distribuiti su tutto il foglio. Lungo le rotte, in funzione della velocità della nave e dell'intervallo di emissione del segnale acustico, la copertura è nell'ordine di un dato di batimetria ogni 20-40 m. In questo tipo di rilievo i dati sono acquisiti esclusivamente sotto il nadir della nave senza copertura tra un profilo e l'altro e quindi le linee batimetriche sono ricostruite per interpolazione manuale attraverso la creazione di piani quotati. Le linee batimetriche inferiori a 10 m di profondità sono integrate da valori di profondità ripresi dalle carte nautiche dell'IIM. Dall'interpolazione dei dati batimetrici *single beam* è stato derivato un modello digitale del terreno e una carta delle pendenze che mettono in evidenza la morfologia del fondale.

Il tratto di mare Adriatico rappresentato nel Foglio NK 33-1/2 Ancona, dalla linea di riva fino al limite delle acque territoriali italiane, è stato indagato attraverso l'interpretazione di 7481 km di profili sismici ad altissima risoluzione

(principalmente CHIRP sonar) e 96 campioni del fondo e sottofondo. I campioni sono stati acquisiti utilizzando, a seconda degli obiettivi e delle litologie attese, carotiere a pistone (5), carotiere a gravità (31), carotiere kasten (6), carotiere SW acqua-sedimento (5), box corer (26) e vibrocarotiere (23). Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. I rilievi sismici sono stati acquisiti lungo tracciati spazati in modo irregolare, in funzione della complessità dei depositi e delle morfologie da risolvere, mentre le stazioni di carotaggio sono state posizionate su obiettivi scelti sulla base dei rilievi sismici e non hanno, per questa ragione, distribuzione regolare in pianta. In alcune aree di affioramento dei depositi sabbiosi trasgressivi sono state svolte campagne di indagine a scopi applicativi per la coltivazione di granulati marini (campagna SAM03, con sei zone in cui la spaziatura tra linee sismiche CHIRP è inferiore al chilometro).

La fascia prossima alla costa è caratterizzata da una sostanziale uniformità morfologica, fino alla profondità di circa 25 m, e dalla presenza di diffuse impregnazioni di gas nell'unità più superficiale (HOVLAND & CURZI, 1989; GARCIA-GARCIA *et alii*, 2007; CATTANEO *et alii*, 2007). Oltre all'alta riverberazione da parte dei depositi a fondo mare, la presenza di gas biogenico nei primi metri di sedimento limita notevolmente la penetrazione del segnale sismico. Il ridotto gradiente del fondale e dei riflettori superficiali (decimi di grado), rendono difficile l'interpretazione stratigrafica. I dati sismici a riflessione raccolti sono, tuttavia, di qualità soddisfacente fino a 20 m di profondità e di qualità ottima a profondità superiori.

Tutte le carote acquisite sono state aperte, fotografate, descritte e campionate per analisi sedimentologiche, geochimiche e micro/macro-paleontologiche (Appendici 3 - 5). Su tutte le carote sono state eseguite misure in continuo di suscettività magnetica. Questo parametro fornisce un'informazione integrata circa le variazioni granulometriche e composizionali nei sedimenti ed è quindi utilizzabile per definire e correlare unità deposizionali soprattutto all'interno di successioni fini apparentemente omogenee, e per identificare eventuali depositi vulcanogenici (tefra) particolarmente diffusi più a sud in Adriatico (CALANCHI *et alii*, 1998; LOWE *et alii*, 2007; VIGLIOTTI *et alii*, 2008). In alcuni casi sono state effettuate misure di altri parametri come la granulometria e la composizione mineralogica dei granuli di sabbia. Il controllo geocronologico per tutte le unità incontrate si basa su datazioni ^{14}C ottenute mediante AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*) grazie al quale si possono sfruttare quantità molto piccole di campione. Sono state effettuate 23 datazioni AMS ^{14}C su campioni riferibili a particolari riflettori sismici e quindi utili alla determinazione di linee tempo e alla quantificazione delle principali lacune stratigrafiche individuate (Appendice 6).

La suddivisione stratigrafica, su cui si basa l'impostazione della carta geologica, deriva dal tipo di dati utilizzati in geologia marina (prevalentemente

rilievi di sismica a riflessione con carotaggi di taratura) e dall'approccio interpretativo (stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione); i corpi geologici che vengono rappresentati corrispondono ai *systems tracts* della sequenza deposizionale tardo-quadernaria (FABBRI *et alii*, 2002). Ogni corpo cartografabile (*systems tract*) viene rappresentato in base a due criteri complementari: 1) la posizione stratigrafica relativa ai corpi sotto e soprastanti; 2) gli ambienti deposizionali da cui è costituito desunti dalle geometrie deposizionali e dalle caratteristiche di facies in carota. Il primo tipo di rappresentazione è realizzato attraverso l'utilizzo di colori mentre il secondo è realizzato utilizzando simboli grafici. In generale, entro la sequenza deposizionale tardo-quadernaria si sono individuati sistemi deposizionali riferibili a fasi rispettivamente di: (1) caduta del livello del mare (*Falling sea-level Systems Tract*; POSAMENTIER *et alii*, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE & TRINCARDI, 2002); (2) stazionamento basso del livello del mare (*Low-stand Systems Tract*) e relative suddivisioni interne ove possibili (POSAMENTIER *et alii*, 1991); (3) risalita del livello del mare (*Transgressive Systems Tract*; POSAMENTIER & ALLEN, 1993; TRINCARDI *et alii*, 1994); e (4) stazionamento alto del livello del mare (*High-stand Systems Tract*; POSAMENTIER & VAIL, 1988; CATTANEO *et alii*, 2003, 2007). I *systems tracts* così definiti sono indicati rispettivamente dalle seguenti sigle: *FST*, *LST*, *TST*, *HST*. Nel Foglio NK 33-1/2 Ancona sono presenti i *systems tracts* di stazionamento basso e caduta (*LST+FST*), risalita (*TST*) e stazionamento alto (*HST*) del livello del mare.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - ASSETTO FISIOGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO

Il mare Adriatico è uno stretto bacino epicontinentale (ca. 200 x 800 km) allungato in direzione NO-SE fra la penisola italiana e la regione dinarico-balcanica (Fig. 3) comprendente tre domini morfologici principali: 1) l'estesa piattaforma continentale settentrionale con basso gradiente topografico assiale (ca. 0.02°), 2) la parte centrale comprendente la Depressione Medio Adriatica, suddivisa in due bacini di scarpata con profondità massima di 255 m e orientazione NE-SO, delimitata verso O e verso S da un'area di piattaforma di estensione ridotta e verso E dal rilievo morfostrutturale del Dosso Gallignani, 3) la parte meridionale, a sud della soglia di Pelagosa, che raggiunge una profondità di circa 1200 m delimitata da una scarpata continentale accidentata e ripida e da una piattaforma di estensione variabile ma più ristretta rispetto ai settori settentrionali, in particolare nel tratto tra Bari e Otranto (Fig. 3).

La differenziazione geologica e stratigrafica tra diversi settori della piattaforma adriatica si traduce in una significativa variabilità di assetto morfologico. La piattaforma a basso gradiente dell'Adriatico settentrionale presenta aree a microtopografia complessa, con rilievi metrici irregolari o incisioni discontinue, profonde fino a 4-5 m lungo l'asse del bacino. La fascia più prossima alla costa italiana presenta una maggiore uniformità con alcune eccezioni. Il promontorio del Monte Conero è l'unico punto rilevato (572 m slm) della costa tra Venezia e il Gargano, ed è caratterizzata da numerose aree di instabilità della falesia (SANTAIOLA *et alii* 2004; COTECCHIA *et alii* 2006).

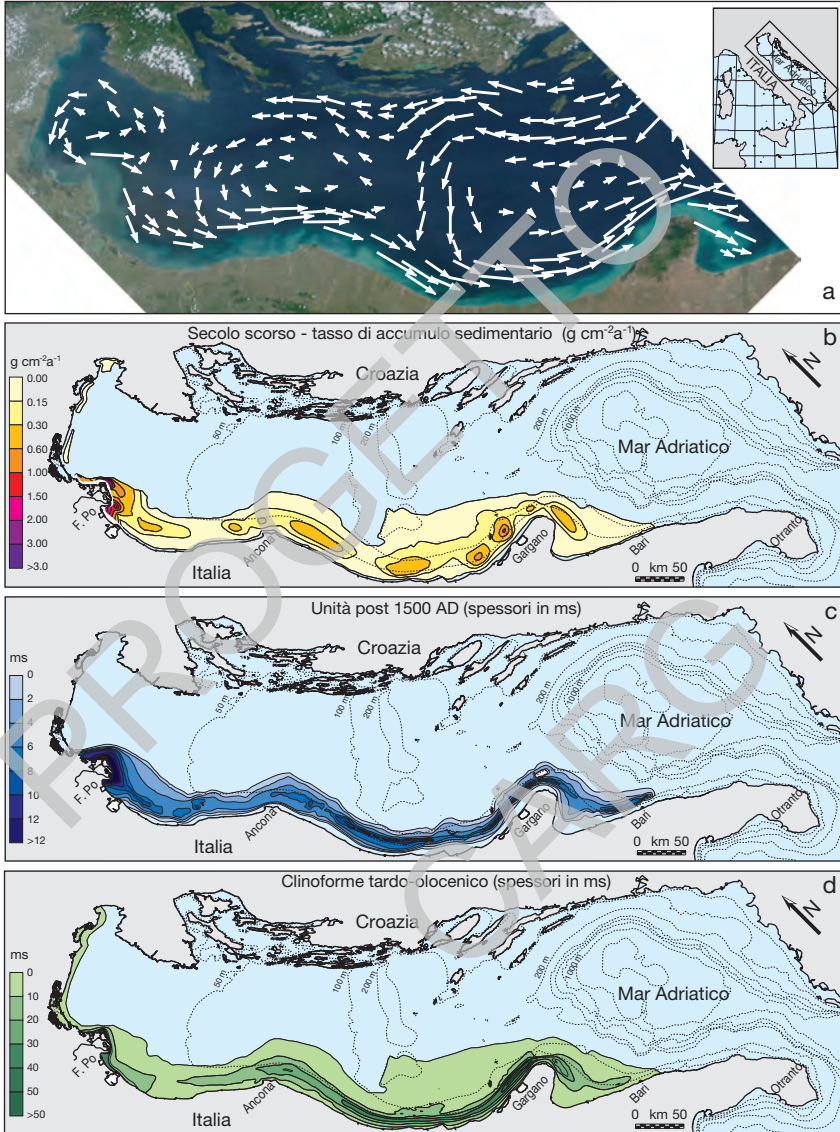


Fig. 3 - a) La circolazione geostrofica (media su 10 anni di osservazioni da POULAIN, 2001) ha una componente di trasporto parallelo alla costa italiana da NE a SO; b) c) d) Carte degli spessori dei sedimenti accumulati rispettivamente negli ultimi 100, 500 e 5.500 anni (modificato da CATTANEO et alii, 2004b).

2. - APPORTI SEDIMENTARI E CENNI DI DINAMICA OCEANOGRAFICA

2.1. - REGIME OCEANOGRAFICO

Il bacino adriatico ha un regime microtidale, con un'escursione di marea inferiore al metro, ed è dominato da una circolazione ciclonica regolata dalle correnti termoaline che confinano le acque a bassa salinità di origine fluviale sul lato occidentale del bacino (MALANOTTE-RIZZOLI & BERGAMASCO, 1983; POULAIN, 2001). Il mare Adriatico settentrionale riceve il più alto deflusso fluviale dell'intero mare Mediterraneo ed è molto sensibile alle sue variazioni e alle condizioni atmosferiche a causa della sua scarsa profondità (l'intera area a nord del Po è profonda meno di 35 m). Il deflusso interessa la circolazione attraverso l'introduzione di una massa d'acqua meno densa che è in grado di "galleggiare" sulle altre masse, promuovendo la Corrente Costiera Adriatica Occidentale (ORLIC *et alii*, 1992) ed ha effetti sull'intero bacino trasportando alti carichi di sedimento, materia organica, nutrienti e inquinanti (MISEROCCHI *et alii*, 2007; NITTROUER *et alii*, 2004; TESI *et alii*, 2007). I venti dominanti in Adriatico sono la Bora da NE e lo Scirocco da SE. Le onde dovute all'azione del vento mostrano un picco statistico di ricorrenza attorno a 0,5 m di ampiezza con un periodo di 3-4 secondi. Le tempeste più forti provengono da NE e SE, con onde stimate fino a un'ampiezza massima di 9 m in corrispondenza di eventi eccezionali da SE (CAVALERI, 2000).

La circolazione in Adriatico (Fig. 3) risponde a tre forzanti principali (ARTEGIANI *et alii*, 1997a, b): 1) il forzante fluviale (che consiste nell'apporto di $5700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ di acqua dolce, di cui più della metà è confinata in Adriatico settentrionale); 2) il forzante eolico alla superficie, che causa evaporazione e raffreddamento delle acque superficiali determinando la produzione di acque profonde, oltre che complessi cambiamenti stagionali nella circolazione a mesoscala; e 3) il forzante morfologico, dovuto alla presenza del canale di Otranto, con una soglia a 800 m di profondità, attraverso cui passano acque calde e salate che bilanciano gli effetti degli altri due forzanti. Nelle acque profonde prevale una corrente in uscita lungo il lato ovest. Altri fattori che influiscono sulla circolazione in Adriatico sono legati alle maree gravitazionali dovute: 1) all'effetto di risonanza con le maree del mare Ionio; 2) alle sesse, associate a intensi venti di SE accompagnati dal passaggio di perturbazioni cicloniche sulla parte settentrionale del bacino (il principale periodo di sessa è di 22 ore e l'ampiezza massima che si raggiunge in concomitanza con condizioni di tempesta è superiore a 80 cm); e 3) ad un innalzamento temporaneo del livello del mare nell'ordine di 1 m a causa degli eventi di tempesta (FRANCO *et alii*, 1982).

2.2. - APPORTI FLUVIALI

In Adriatico il sedimento fluviale proviene quasi esclusivamente dalla parte settentrionale e occidentale del bacino, con un contributo attuale combinato di $51,7 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ di carico sospeso medio così suddiviso (Fig. 5; Tab. 1): $3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi alpini orientali, $15 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dal Fiume Po, $32,2 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi appenninici e $1,5 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi che si trovano a sud del Promontorio del Gargano (FRIGNANI & LANGONE, 1991; FRIGNANI *et alii*, 2005; MILLIMAN & SYVITSKI, 1992; CATTANEO *et alii*, 2003). I fiumi appenninici hanno, nell'insieme, deflusso torbido unitario (definito come il deflusso torbido totale diviso per la superficie del bacino di drenaggio fluviale in un anno) nettamente superiore a quello del Po. Il bacino del Po include aree di accumulo nevoso nelle sue parti più elevate, e questo determina aumenti nel trasporto durante la tarda primavera. A dispetto di un'area di drenaggio più piccola, i fiumi appenninici hanno una produzione di sedimento doppia rispetto al Po, principalmente a causa del maggior rilievo e delle litologie pelitiche dei loro bacini imbriferi.

TAB. 1 - *Apporti solidi attuali al bacino Adriatico.*

	Deflusso torbido	Area di drenaggio	Deflusso torbido unitario
	10^6 t a^{-1}	10^3 km^2	$\text{t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$
Fiumi alpini	3	13,5	222
Fiume Po	15	54	280
Fiumi appenninici	32	23	1400
Fiumi a sud del Gargano	1,5	5,9	255

FRIGNANI *et alii* (2005) hanno calcolato il bilancio di massa nell'intero cuneo fangoso dell'Adriatico settentrionale e centrale ($41,95 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ di sedimento accumulato lungo la costa italiana) e l'apporto sedimentario fluviale ($46,72 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) suggerendo un trasferimento annuale, da nord a sud, di $4,77 \times 10^6 \text{ t}$ (corrispondente al 6-10% dell'apporto fluviale) lungo la piattaforma continentale verso il bacino adriatico meridionale. La ripartizione degli apporti attuali può essere considerata rappresentativa degli ultimi 5.500 anni (fase di stazionamento alto del livello del mare tardo-olocenico) e può spiegare la natura composita del cuneo fangoso (*HST*) depositatosi durante questo periodo lungo il margine occidentale del bacino (CATTANEO *et alii*, 2003 e 2007; Fig. 3). L'importanza relativa dei vari apporti documenta il rapido avanzamento del delta padano successivo al 1500, avvenuto durante l'intervallo della Piccola Età Glaciale (CIABATTI, 1967; BONDESAN *et alii*, 1995a; CATTANEO *et alii*, 2003; TRINCARDI *et alii*, 2004; CORREGGIARI *et alii*, 2005).

L'impatto antropico sugli apporti sedimentari dei fiumi ha provocato un aumento del trasporto di sedimento per l'accresciuta erosione dei suoli, e una diminuzione dei flussi di sedimento in mare per la presenza di dighe e sbarramenti. Il risultato a livello globale è una diminuzione in apporti sedimentari di circa $1.4 \cdot 10^9$ t/anno con possibili effetti sull'erosione delle zone costiere (SYVITSKI *et alii*, 2005; SYVITSKI, 2008). I fiumi appenninici del Foglio NK 33/1-2 Ancona sono relativamente brevi, rettilinei e caratterizzati da una scarsa percentuale di precipitazioni nevose, con una relazione stretta tra precipitazioni piovose e portata nelle serie storiche (ad es. del fiume Metauro; SYVITSKI & KETTNER, 2007). Tuttavia, l'analisi di idrogrammi recenti ha mostrato che attualmente non c'è più questa corrispondenza a causa della regolazione artificiale dei flussi tramite le dighe. La portata del fiume Po e di sei fiumi appenninici (tre nella zona nel Foglio NK33-1/2 Ancona, Tab. 2) è stata simulata utilizzando il programma *Hydrotrend* per mettere in evidenza la variabilità a scala breve degli apporti sedimentari e l'impatto delle attività antropiche anche in casi di serie di dati discontinue: in base alle simulazioni si stima che i flussi iperpicnali, che trasportavano il 20-40% dei sedimenti nei fiumi appenninici in epoca 'pre-dighe', siano divenuti molto più rari (SYVITSKI & KETTNER, 2007).

TAB. 2 – Informazioni su tre fiumi Adriatici (modificato da (SYVITSKI e KETTNER, 2007). TE = capacità di intrappolamento di sedimento del sistema fluviale (*trapping efficiency*); L = lunghezza dell'asta fluviale principale; D = dislivello tra quota massima del bacino e livello del mare; Area = bacino imbrifero; Qavg = portata media su un intervallo di 100 anni; Qpeak = portata massima su 100 anni; Csvg = concentrazione di sedimento sospeso su 100 anni; Qsvg = carico sospeso medio su 100 anni; Qbavg = carico di fondo medio su 100 anni.

Fiume	TE (%)	L (km)	D (m)	Area (km ²)	Qavg (m ³ /s)	Qpeak (m ³ /s)	Csvg (kg/m ³)	Qsvg (MT/yr)	Qbavg (MT/yr)
Metauro		91	1569	1438	10.7	1349	2.4	0.81	0.12
	32					414	1.6	0.55	0.086
Potenza		89	1472	796	5.1	705	3.5	0.56	0.064
	45					138	2.4	0.30	0.049
Chienti		99	1804	1255	8.9	1150	3.0	0.85	0.18
	33					362	2.0	0.56	0.13

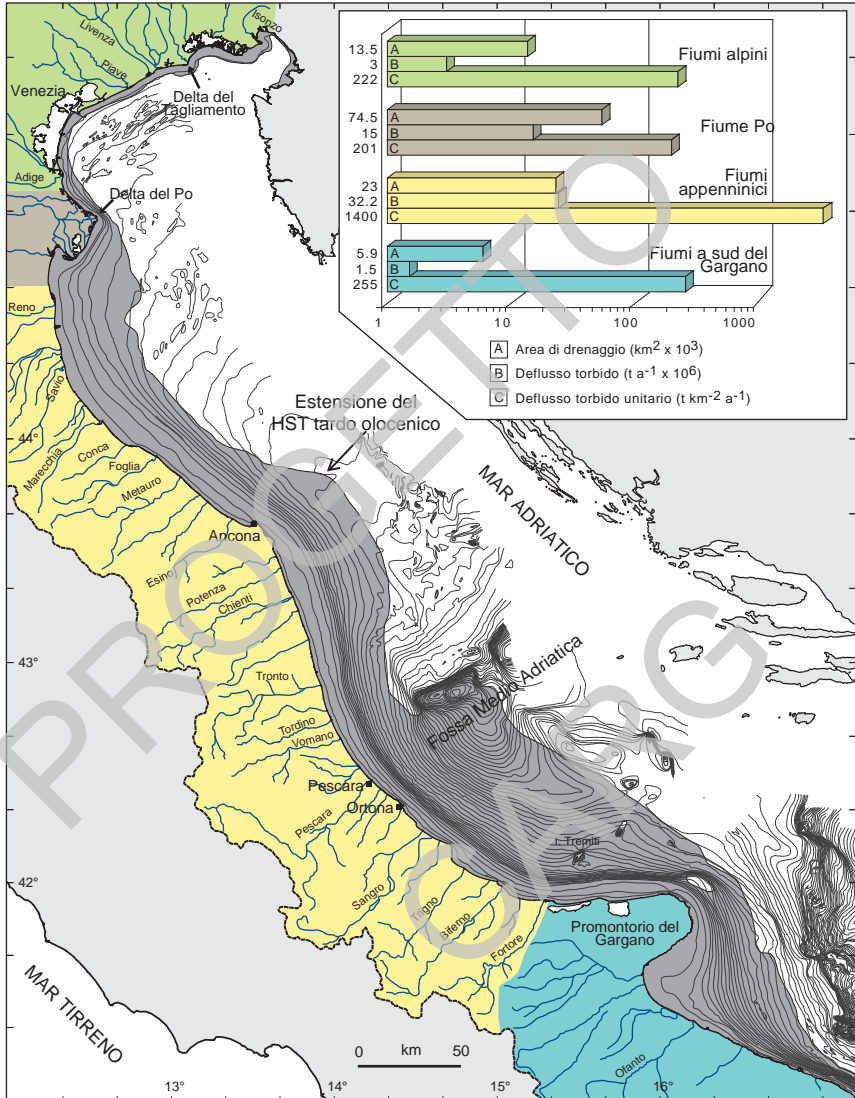


Fig. 4 - Distribuzione dei depositi tardo-olocenici di stazionamento alto in Adriatico (area grigia) ed estensione dei principali bacini di drenaggio fluviale. Si noti che i fiumi appenninici nel loro insieme hanno il massimo trasporto solido unitario a causa del maggiore rilievo e della maggiore erodibilità dei terreni (modificato da MILLIGAN & CATTANEO, 2007).

3. - ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO

Nel quadro geologico regionale l'Adriatico rappresenta l'avampaese delle catene appenninica e dinarica ed è caratterizzato da una crosta continentale con spessore dell'ordine dei 30-32 km che si riduce a valori prossimi a 24 km nell'Adriatico meridionale e nel Gargano (GEISS, 1987; NICOLICH & DAL PIAZ, 1991; CASSINIS *et alii*, 2003; DEZES & ZIEGLER, 2008). La parte occidentale dell'Adriatico centro-settentrionale è occupata da un bacino di avanfossa plio-quadernario che rappresenta la più recente di una serie di avanfosse originatesi durante la formazione dalla catena appenninica e migrate successivamente verso est (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). L'avanfossa padano-adriatica è delimitata verso ovest dal fronte più esterno della catena appenninica, di età pliocenico-quadernaria che si presenta articolato in una serie di archi (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN & VAI, 1986; VAI, 1988). L'arco adriatico presenta stili strutturali molto variabili (ARGNANI *et alii*, 1991, 1996; ARGNANI & GAMBERI, 1997). In alcune aree la deformazione frontale è diffusa su zone abbastanza ampie che passano gradualmente all'avampaese (*low strain front end*; MORLEY, 1986) mentre in altre si concentra su una fascia ristretta nettamente separata dall'avampaese indeformato (*high strain front end*; MORLEY, 1986). Secondo alcuni autori (SCROCCA, 2006), il fronte appenninico settentrionale sarebbe tuttora attivo sia nella Piana del Po che nel settore dell'Adriatico Centrale posto a nord del sistema delle Tremiti, e si troverebbe in posizione molto più avanzata rispetto a quanto comunemente accettato in letteratura (es. BIGI *et alii*, 1990). Il fronte centro adriatico sarebbe dislocato da una faglia trascorrente litosferica rispetto al fronte appenninico meridionale, che si trova in posizione più arretrata, proprio all'altezza delle Tremiti. Questa segmentazione rifletterebbe un diverso grado di arretramento della placca di subduzione appenninica, dovuto alla differenza di spessore litosferico tra Puglia (spessore maggiore) e Adriatico centrale (DOGLIONI *et alii*, 1994).

Nel bacino di avanfossa la superficie che rappresenta la base della successione plio-quadernaria si trova flessurata con pendenza verso la catena appenninica e corrisponde nei profili sismici a un forte e ben riconoscibile riflettore sul quale terminano in *onlap* i depositi plio-quadernari. Nel suo insieme l'avanfossa plio-quadernaria adriatica centro-settentrionale è caratterizzata da due depocentri separati da un'area, situata nei dintorni di Ancona, dove la base del Pliocene è più elevata e gli spessori dei depositi plio-quadernari sono più ridotti (Fig. 5; ORI *et alii*, 1986; DE ALTERIIS, 1995; ARGNANI & GAMBERI, 1997). I due depocentri di età plio-quadernaria corrispondono alle due zone di minimo delle anomalie di Bouguer e al loro interno sono presenti depositi di avanfossa con spessori corrispondenti ad un'isocronopaca di 4 secondi (in tempi doppi). Le anomalie di Bouguer (Fig. 6) presentano un minimo a nord del Monte Conero, in continuità

col minimo che marca l'avanfossa padana, e un altro minimo nella zona di Pescara, in corrispondenza del depocentro dell'avanfossa abruzzese. Le rimanenti aree adriatiche sono caratterizzate da valori che si discostano di poco dallo zero; due massimi gravimetrici sono comunque presenti nella zona del Gargano ed in Istria (non rappresentata in figura 6). Il massimo positivo del Gargano è legato alla presenza di un alto strutturale presente nel basamento cristallino. La natura del basamento nella regione adriatica non è del tutto nota e solo un pozzo commerciale al largo di Venezia ha raggiunto delle plutoniti del Paleozoico inferiore; secondo VAI (2001), l'intera regione adriatica, avampaese della catena ercinica nel Paleozoico, risiede sopra un basamento Precambriano. L'anomalia gravimetrica positiva del Gargano mostra uno sviluppo verso NNE in corrispondenza di una anticlinale cartografata alla base del Plio-Quaternario, la cui espressione più profonda non è sempre chiara nei profili sismici a disposizione.

Il settore orientale dell'Adriatico è invece occupato dall'avanfossa della catena dinarica affiorante nella regione balcanica, che corrisponde alla regione con valori gravimetrici fortemente negativi sul lato orientale dell'Adriatico (Fig. 6). Nella sua porzione centro-settentrionale, dove sono disponibili pochi dati, l'individuazione dell'avanfossa dinarica ha età precedente al Pliocene. La base del Pliocene si trova a scarsa profondità ed è sub-orizzontale, mentre al di sotto di questa superficie è visibile nei profili sismici un cuneo di sedimenti che si inspessisce rapidamente verso est e rappresenta il riempimento dell'avanfossa dinarica di età eocenica-oligocenica. Nell'Adriatico meridionale, sotto all'avanfossa plio-quadernaria evidenziata dalle anomalie di Bouguer, è presente un altro cuneo di sedimenti di età oligo-miocenica. Questo cuneo, la cui base raggiunge una profondità di 7 secondi (in tempi doppi), rappresenta il riempimento della precedente avanfossa relativa alla catena dinarico-ellenica (ARGNANI *et alii*, 1996). L'avampaese relativamente indeformato delle catene che circondano l'Adriatico si trova nell'Istria e nella Puglia. Queste zone sono caratterizzate da modesti spessori della successione plio-quadernaria, che spesso è assente, e da tettonica verticale di limitata entità. Tuttavia, nell'area di avampaese del Promontorio del Gargano sono presenti delle deformazioni che indicano un campo di sforzi compressivi orientati fra N-S e NE-SO che sono stati collegati alla spinta del fronte dinarico (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988; BERTOTTI *et alii*, 1999). Deformazioni simili si osservano anche nell'Adriatico Centrale (ARGNANI & FRUGONI, 1997; BERTOTTI *et alii*, 2001; ARGNANI *et alii*, 2002; SCISCIANI & MONTEFALCONE, 2005; SCROCCA, 2006), associate a terremoti compressivi (VANNUCCI *et alii*, 2004).

La storia geologica dell'area adriatica riflette l'evoluzione di un margine continentale passivo, dalla sua individuazione, legata ai processi distensivi permotriassici che hanno portato alla formazione dell'oceano tetideo, alla sua incorporazione nella catena appenninica dovuta alla convergenza fra la placca

africana e la placca europea. I numerosi pozzi per esplorazione petrolifera disponibili nell'Adriatico occidentale consentono di ricostruire l'evoluzione stratigrafica dell'area. A grandi linee si riconosce una successione mesozoica essenzialmente carbonatica, che passa progressivamente a depositi a prevalente composizione silicoclastica nel corso del Cenozoico. Al di sotto dei depositi plio-quadernari è stata evidenziata la presenza di successioni simili a quelle umbromarchigiane e a quelle sudalpine. In buona parte dell'Adriatico la sedimentazione di piattaforma carbonatica viene interrotta nel Giurassico inferiore quando, a causa del prevalere della subsidenza e di possibili concomitanti condizioni ambientali sfavorevoli, si passa alla deposizione di carbonati pelagici; solo in alcune aree meno subsidenti persiste la sedimentazione di mare basso. L'annegamento di parte delle piattaforme carbonatiche ha creato una strutturazione a piattaforme e bacini che è caratteristica del margine meridionale della Tetide (CHANNELL *et alii*, 1979; ZAPPATERA, 1990; CASERO *et alii*, 1990; BERNOULLI, 2001). Un significativo cambiamento nella sedimentazione avviene nel Terziario ed è legato all'instaurarsi della deformazione compressiva che segue la convergenza fra la placca africana e quella europea. Durante gli eventi compressivi che hanno costruito l'edificio appenninico i carbonati mesozoici deposti nel margine passivo adriatico sono stati deformati da sistemi di sovrascorrimenti che ne hanno prodotto l'impilamento con traslazione verso est. Le principali superfici di scollamento di questo sistema deformativo si trovano in corrispondenza delle Anidriti di Burano (triassiche) e delle Marne a Fucoidi (aptiano-albiane) (BALLY *et alii*, 1986; HILL & HAYWARD, 1988; SAGE *et alii*, 1991).

Un evento particolare si verifica nel Messiniano, quando la concomitanza di un abbassamento del livello del mare relativo e di condizioni iperaline alla scala dell'intero Mediterraneo, ha prodotto, nell'area adriatica, episodi di erosione subaerea e la deposizione di sedimenti evaporitici, dando origine ad una superficie erosiva talvolta ben identificabile sui profili sismici. Evaporiti primarie e autoctone costituite da spessi banchi di selenite sono state messe in luce dalla correlazione di pozzi Eni-Agip S.p.A. e studi di affioramento a terra. Queste evaporiti sono state riconosciute nel sottofondo dell'Adriatico attuale e talora mostrano una deposizione controllata da piccole faglie flessurali che si producono nella rampa di avampaese (ROVERI *et alii*, 2005). Recentemente, alcuni autori (HARDIE & LOWENSTEIN, 2004; MANZI *et alii*, 2005), riprendendo precedenti interpretazioni (RICCI LUCCHI, 1973), hanno messo in dubbio che si sia verificato un disseccamento totale del bacino mediterraneo. Essi propendono per ritenere che i sedimenti evaporitici messiniani più profondi, soprattutto quelli di natura clastica, non siano necessariamente primari, deposti ovvero in contesti di acque basse, ma siano depositi risedimentati in profondità (ROVERI *et alii*, 2005). Tuttavia, le evaporiti messiniane che sono presenti quasi uniformemente nell'area

adriatica sembrano essersi deposte, per la maggior parte, in un ambiente di mare basso, in posizione di rampa esterna dell'avanfossa o in avampaese.

Con la progressiva migrazione verso est della catena, l'area adriatica è interessata, prima, da una deposizione in ambiente di rampa esterna rispetto alle avanfosse mioceniche e poi, nel Pliocene, diventa sede dell'attuale bacino di avanfossa presente al fronte della catena appenninica settentrionale, dove si depositano sedimenti clastici di età plio-quadernaria. La deformazione compressiva è gradualmente migrata nel tempo verso E-NE ed è stata accompagnata dalla migrazione verso E dei cunei clastici di avanfossa depositi al fronte della catena (RICCI LUCCHI, 1986; MENICETTI *et alii*, 1991; ARTONI, 2007). La spiegazione più accettata per tale migrazione è stata individuata nel possibile arretramento verso est della zona di subduzione appenninica (ROYDEN *et alii*, 1987). Tassi di migrazione verso E dell'avanfossa, nella zona al largo dell'Abruzzo, sono stati calcolati nell'ordine degli 11-17 mm/a per l'intervallo compreso tra 4,15 e 1,5 milioni di anni fa (CARRUBA *et alii*, 2003; 2005; vedi anche ARTONI, 2007). Una serie di bacini di avanfossa è riconoscibile, infatti, da ovest verso est, nell'Appennino settentrionale. I bacini più antichi, localizzati in posizione più occidentale, sono stati deformati durante gli eventi compressivi successivi alla loro deposizione e si trovano incorporati nella catena (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). L'attuale avanfossa è ubicata nella pianura padana e nel mare Adriatico e il suo riempimento consiste di sedimenti clastici di età plio-quadernaria. Gli spessori maggiori, fino a 6.000 m, poggiati in *onlap* su successioni mioceniche deposte nelle parti distali delle precedenti avanfosse, si trovano nel bacino Adriatico settentrionale e sono documentati nel Foglio NL33-10 Ravenna. Verso sud gli spessori maggiori si trovano a terra, nell'avanfossa abruzzese; in figura 7 una sezione regionale illustra chiaramente la geometria del cuneo di avanfossa nella zona abruzzese (FANTONI & FRANCIOSI, 2008a,b). A mare invece, i depositi vanno sempre più riducendosi, raggiungendo i valori minimi, attestabili intorno ai 200-400 m, in corrispondenza delle zone distali del Gargano e delle Tremiti, che si trovano in avampaese e che hanno subito un sollevamento tettonico. All'interno dell'avanfossa plio-quadernaria si riconoscono vari stadi evolutivi, che includono la formazione di faglie e il piegamento dei sedimenti al fronte della catena, soprattutto nel Pliocene superiore. L'instaurarsi dell'avanfossa nel Pliocene inferiore è caratterizzato da un rapido approfondimento del bacino e dalla deposizione di argille di mare profondo e torbiditi con dispersione longitudinale (ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). La successiva diminuzione dei tassi di subsidenza ha causato il riempimento del bacino fino all'instaurarsi di condizioni di mare basso con caratteristiche progradazioni deltizie, provenienti prima dall'Appennino, poi dal Po (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; SCHWANDER, 1989; ORI *et alii*, 1986)

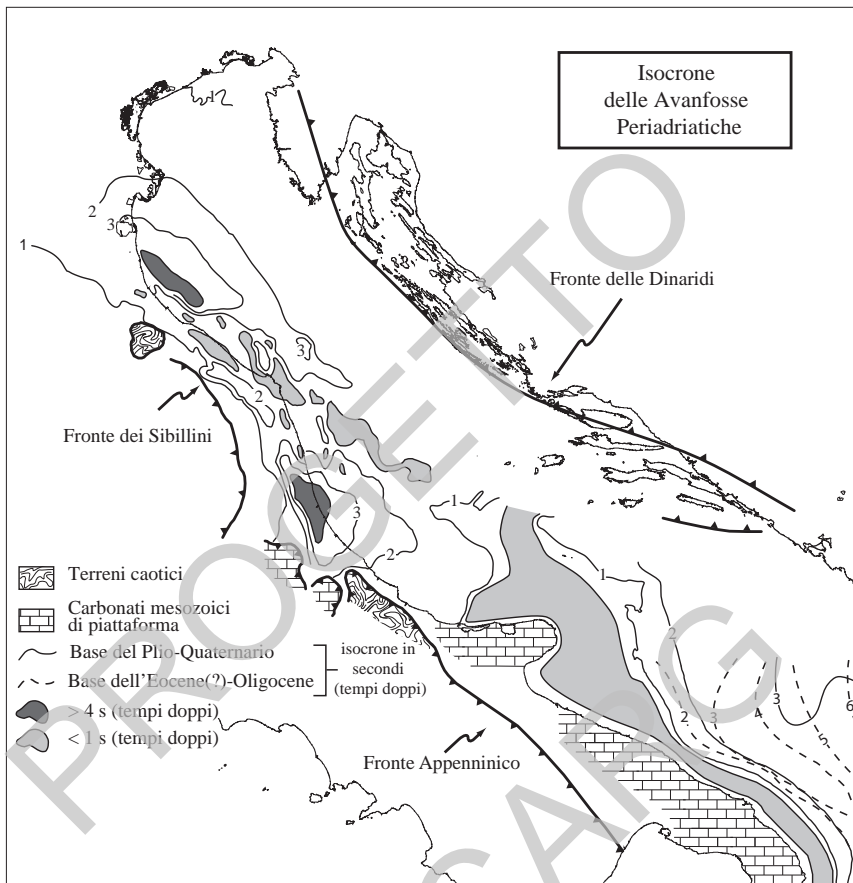


Fig. 5 – Isocrone (tempi doppi in secondi) della base della successione plio-quaternaria nell'Adriatico occidentale (linee continue) e della successione eocenica (?) - oligocenica in quello orientale (linee tratteggiate). Le due successioni costituiscono il riempimento dell'avanfossa adriatica e di quella albanese. L'incertezza nella datazione della base dell'avanfossa albanese è dovuta alla mancanza di pozzi di dominio pubblico lungo la costa orientale. Nell'Adriatico centro-settentrionale, data la bassa profondità dei fondali, l'andamento delle isocrone tende a coincidere con quello degli spessori della successione. Sono evidenziati con toni di grigio scuro i due principali depocentri dell'avanfossa appenninica, separati da un'area a topografia più elevata, che corrisponde alla zona del Monte Conero, nelle Marche.

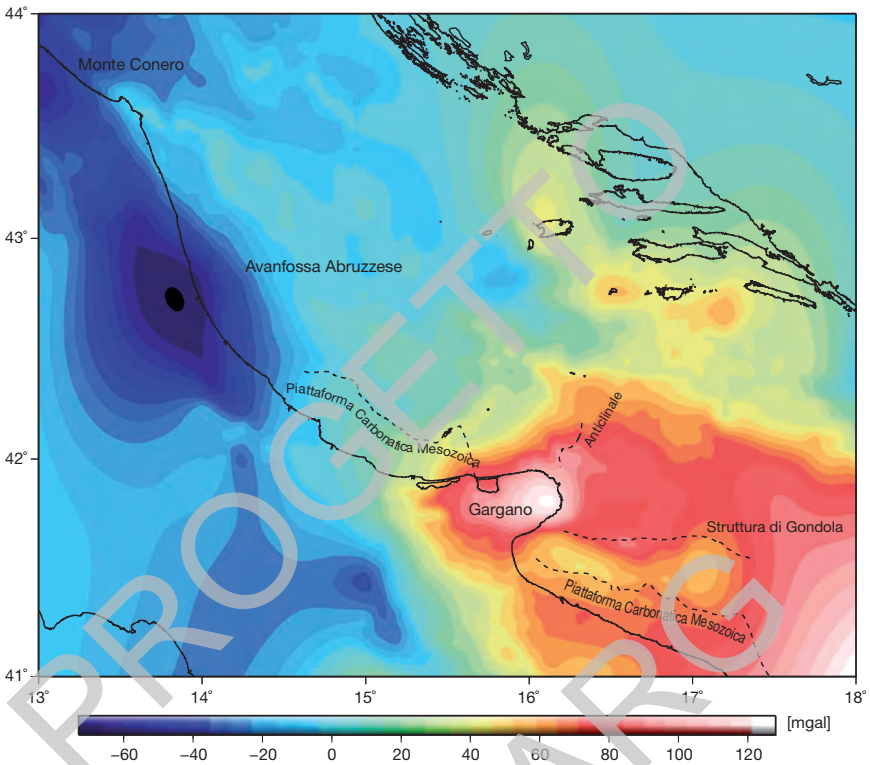


Fig. 6 – Carta delle anomalie gravimetriche di Bouguer nell'area del bacino adriatico centro-meridionale. Le anomalie sono espresse in milligal e sono tratte dalla Carta Gravimetrica d'Italia, scala 1 : 1.250.000, a cura di FERRI et alii (2005). I dati gravimetrici sono validi solo per le parti a mare, non sono attendibili per le aree terrestri. Si veda il testo per una discussione degli elementi principali.

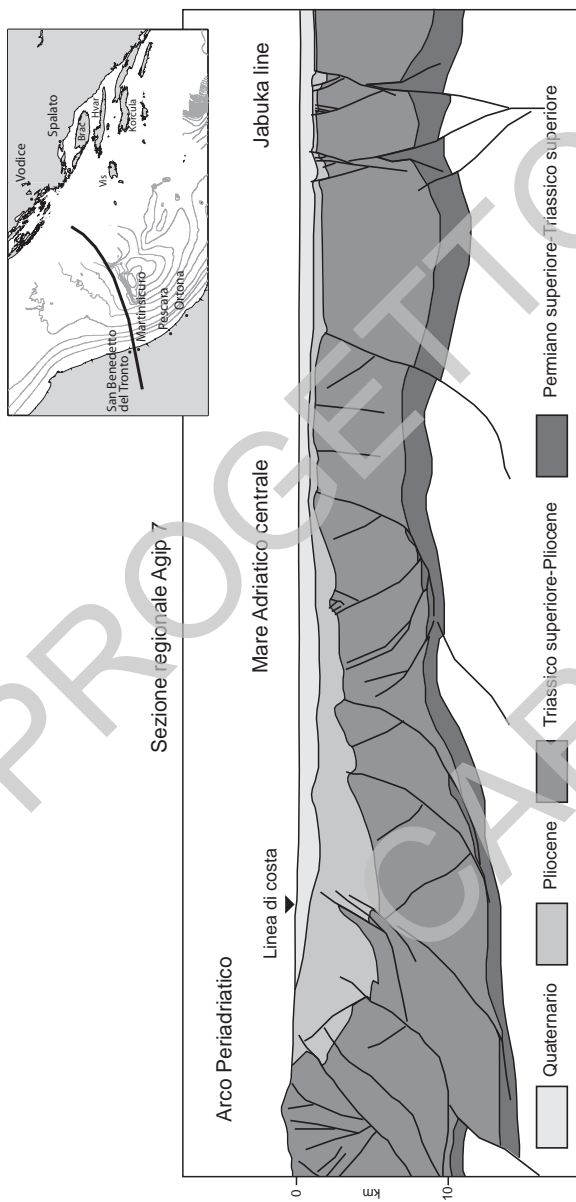


Fig. 7 – Sezione regionale che illustra la geometria della avanfossa appenninica nella zona di bulge periferico e avampese di fronte alle coste croate (modificata da FANTONI & FRANCIOSI, 2008a).

4. - VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE NEL TARDO PLEISTOCENE- OLOCENE

4.1. - LE VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE RELATIVO

Il livello del mare relativo è la distanza tra la superficie del mare e un livello di riferimento locale (*datum*), come il fondo del mare, che a sua volta è in movimento rispetto ad un punto di riferimento fisso come il centro della Terra. Il livello del mare relativo definisce lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti e riflette la variazione di tre componenti principali: 1) – Eustatismo, legato a variazioni globali nel volume delle masse d'acqua o nella dimensione dei bacini oceanici; 2) – Subsidenza, che consiste in movimenti regionali di abbassamento del fondo marino dovuti a raffreddamento della litosfera, carico tettonico e/o carico da parte dei sedimenti; 3) – Compattazione, che induce movimenti del fondo marino di carattere locale per espulsione di fluidi, avvicinamento dei clasti sedimentari ad opera del carico sovrastante o alla presenza di livelli particolarmente comprimibili (come ad esempio quelli torbosi). Variazioni relative di livello del mare avvengono a tutte le scale temporali, dalle centinaia di milioni di anni ai decenni. Data l'interferenza di numerosi fattori (eustatici e locali) attivi contemporaneamente ma su scale temporali diverse, le variazioni del livello del mare relativo lasciano un impatto sull'architettura dei margini continentali che è estremamente variabile in funzione di fattori geologici. Questo impatto è particolarmente evidente in ambienti costieri (aree di delta o di barriera-laguna) o di piattaforma continentale. Il tasso di apporto sedimentario (a scala di bacino o locale, per es. un singolo apparato deluzio), interferisce con quello di variazione del livello del mare. In condizioni di risalita del livello del mare relativo sono possibili regressione deposizionale, aggradazione o trasgressione (cioè spostamento della linea di riva verso terra) a seconda che gli apporti eccedano, compensino o non raggiungano la velocità con cui viene creato spazio di ricezione sul margine (VAIL *et alii*, 1977; JERVEY, 1988; THORNE & SWIFT, 1991). In condizioni di caduta relativa del livello del mare si avrà inevitabilmente uno spostamento verso il largo della linea di riva (TESSON *et alii*, 1990; TRINCARDI & FIELD, 1991; POSAMENTIER *et alii*, 1992).

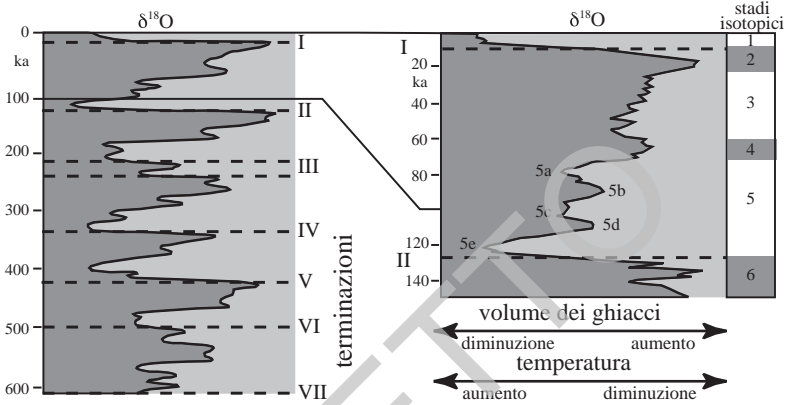


Fig. 8 – Successione degli intervalli glaciali quaternari e posizione delle principali terminazioni che separano periodi glaciali e interglaciali (modificato da Martinson et alii, 1987).

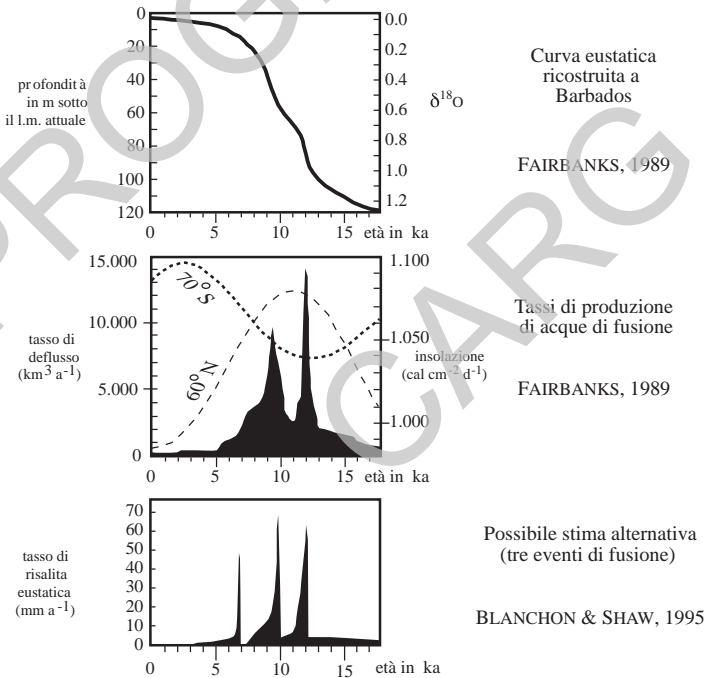


Fig. 9 – Curva di risalita del livello del mare tardo-quaternaria (da Fairbanks, 1989) e possibile distribuzione degli intervalli di massima velocità di fusione delle calotte glaciali (da Fairbanks, 1989 e Blanchon & Shaw, 1995).

4.2. - I CICLI GLACIO-EUSTATICI QUATERNARI

Per la loro ampiezza e frequenza, le oscillazioni glacio-eustatiche durante il Quaternario, e soprattutto negli ultimi 800.000 anni (Fig. 8), hanno avuto un impatto rilevante sulla sedimentazione dei margini continentali, determinando il ripetuto passaggio da condizioni deposizionali (favorevoli alla sedimentazione) a condizioni erosive (esposizione subaerea). Le maggiori oscillazioni glacio-eustatiche sono state superiori a 100 m di ampiezza; a provarle sono stati sia fattori esterni come quelli astronomici sia processi interni al nostro pianeta, dalla circolazione atmosferica e oceanica al vulcanesimo, all'instabilità intrinseca delle calotte glaciali.

Durante l'ultima parte del Quaternario, il rapido succedersi di condizioni glaciali e temperate si è tradotto in ripetute fluttuazioni del livello del mare. Queste fluttuazioni sono state tutte caratterizzate da fasi prolungate di accrescimento delle calotte glaciali accompagnate da progressiva caduta del livello marino, separate da intervalli, detti terminazioni, di rapido scioglimento delle calotte glaciali e conseguente risalita eustatica (Fig. 8). Su tutti i margini continentali, anche in contesti geologici molto diversi, è ben evidente l'impronta lasciata dall'ultima oscillazione del livello marino avvenuta durante l'ultimo ciclo glaciale-interglaciale (ultimi 120.000 anni). Questa oscillazione è iniziata con una caduta del livello marino successiva allo stazionamento alto dell'Eemiano (stadio isotopico 5e) intervallata a periodi più o meno prolungati di risalita (parte dello stadio isotopico 3) ed è culminata nell'ultimo massimo glaciale (tra 23 e 16 ka BP, stadio isotopico 2).

4.3. - L'ULTIMA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE

L'intervallo successivo all'ultimo acme glaciale è stato caratterizzato dall'innalzamento del livello del mare che ha portato ad un generalizzato cambiamento nell'assetto dei margini continentali dell'intero pianeta. Il livello del mare è infatti risalito di circa 120 m in circa 14-15.000 anni sommergendo estese aree di piattaforma continentale precedentemente sottoposte a esposizione subaerea. L'ultima risalita del livello del mare ha avuto un andamento molto complesso, caratterizzato da fasi estremamente rapide di risalita alternate ad episodi di stasi (FAIRBANKS, 1989; FAIRBANKS *et alii*, 1992). In generale, questa risalita del livello del mare è stata causata dallo scioglimento delle calotte glaciali continentali dell'emisfero settentrionale e della destabilizzazione, più o meno contemporanea, dei ghiacci dell'Antartide occidentale (ANDERSON & THOMAS, 1991; PELTIER & FAIRBANKS, 2006).

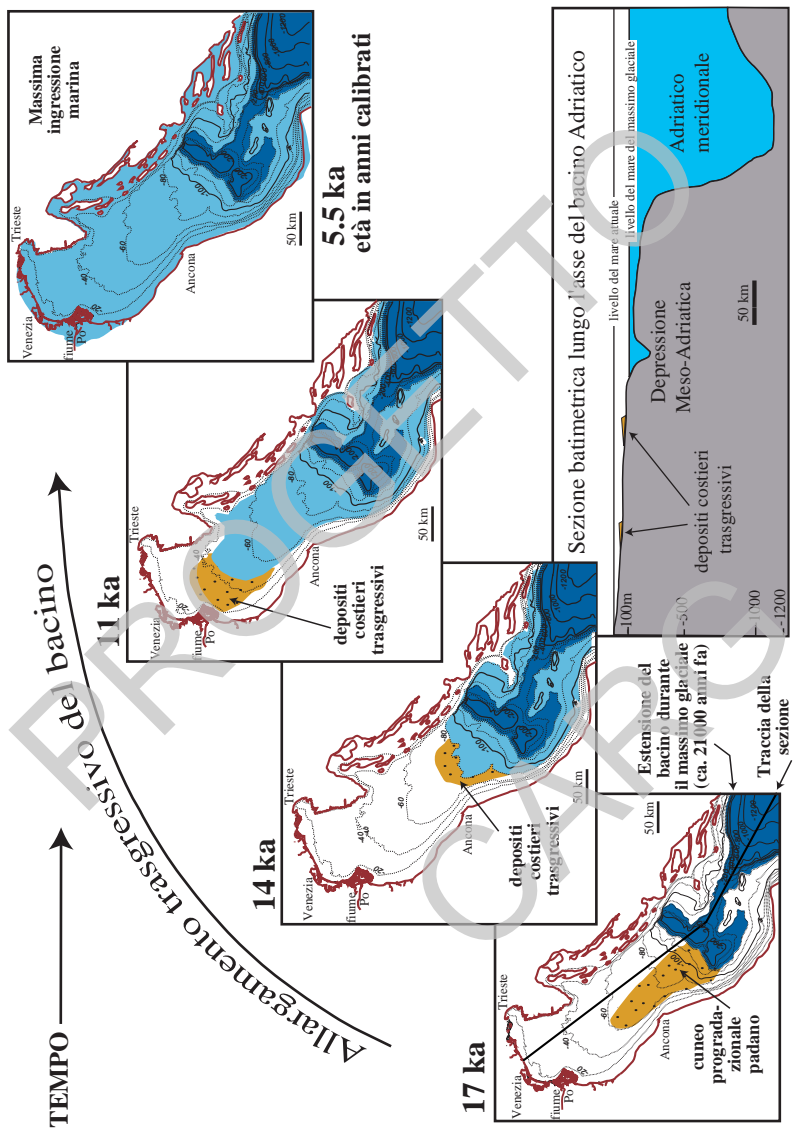


Fig. 10 – Fasi di ampliamento del bacino epicontinentale adriatico indotte dalla risalita del mare durante la Terminazione I (tardo Pleistocene-Olocene).

La curva di risalita del livello del mare è stata definita con sempre maggiore precisione (Fig. 9). Anche se molti aspetti sono tuttora in discussione, appare accertato il succedersi di due, forse tre, fasi principali di fusione delle calotte glaciali. La prima di queste sembra anche essere la più importante, con tassi di risalita del livello del mare relativo fino a 19 m in 500 anni centrata sui 13.800 anni BP (BARD *et alii*, 1996). Le successive fasi di accelerazione della risalita del livello del mare sono centrate rispettivamente alla fine dell'intervallo freddo dello Younger Dryas (FAIRBANKS, 1989; BARD *et alii*, 1990) e a circa 8000 anni cal. BP (BLANCHON & SHAW, 1995; LOCKER *et alii*, 1996).

5. - LA PIATTAFORMA ADRIATICA NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE

I depositi tardoquaternari del bacino adriatico sono stati oggetto di numerosi studi a scala locale e regionale (MARINO & PIGORINI, 1969; BRAMBATI & VENZO, 1967; FONTES & BERTOLAMI, 1973; COLANTONI *et alii*, 1979; CIABATTI *et alii*, 1987, COLANTONI *et alii*, 1990, FERRETTI *et alii*, 1986; SAVELLI *et alii*, 1990). Durante l'ultimo massimo glaciale il bacino Adriatico è stato riempito prevalentemente in senso assiale (da NW verso SE) dal Po e dai suoi confluenti alpini ed appenninici (TRINCARDI *et alii*, 1996). Nel corso della risalita del livello marino successiva all'ultimo acme glaciale e stazionamento basso del livello del mare il bacino epicontinentale Adriatico ha registrato un aumento di circa 8 volte della superficie sommersa (Fig. 10; TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999). A causa dell'assetto estremamente variabile in estensione, gradiente e morfologia della piattaforma adriatica, i prodotti erosivo/deposizionali dell'ultimo ciclo di fluttuazione di livello del mare sono altrettanto differenziati procedendo dall'area settentrionale (a bassa profondità e basso gradiente) a quella meridionale, di estensione ridotta, maggiore gradiente e maggiore complessità morfologica a causa della presenza dell'alto strutturale delle Tremiti e altri alti sepolti di minore entità. L'ultimo ciclo glacio-eustatico quaternario trova qui un'ottima registrazione; i vari *systems tracts* sviluppatasi nelle diverse fasi del ciclo e le superfici che li delimitano sono, infatti, facilmente individuabili e cartografabili (CATTANEO & TRINCARDI, 1999); quasi tutte le unità sono state raggiunte con carotaggi convenzionali (recupero massimo circa 10 m), e sono state quindi calibrate in termini cronostratigrafici e di facies. Sono state definite su base geometrica e correlate le superfici guida che definiscono la base e il tetto dei sistemi chiamati rispettivamente di stazionamento basso (*LST*), in alcune zone associato al sistema di caduta (*FST*), trasgressivo (*TST*) e di stazionamento alto (*HST*).

Durante l'ultima risalita del livello marino, un'ampia porzione della piana alluvionale del periodo glaciale è stata progressivamente annegata portando alla formazione di una piattaforma epicontinentale (COLANTONI *et alii*, 1979; TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI 1999). Una sintesi dei dati disponibili all'inizio degli anni '90 ha permesso la descrizione delle superfici di discontinuità entro la sequenza deposizionale tardoquaternaria, dell'architettura deposizionale del sistema trasgressivo in Adriatico, e di un diagramma cronostratigrafico semplificato (TRINCARDI *et alii*; 1994). In questo lavoro sono stati distinti due tipi di depositi trasgressivi separati da una superficie di trasgressione erosiva diacrona (superficie di *ravinement*) solitamente associata a depositi bioclastici rimaneggiati e facilmente individuabile in carota: i depositi trasgressivi al di sotto di tale superficie sono sempre riconducibili ad ambienti transizionali o continentali, mentre quelli al di sopra sono caratteristici di ambiente marino (spiaggia sommersa o ambiente più profondo, ad esempio prodelta). Lavori successivi in alto Adriatico (CATTANEO & TRINCARDI, 1999) hanno messo in luce la presenza di corpi trasgressivi annegati e parzialmente riequilibrati in forme di fondo subacquee (dune).

In Adriatico centrale, i depositi trasgressivi del tardo Pleistocene e Olocene *p.p.* possono essere suddivisi in tre unità su base stratigrafico-sismica biostratigrafica e geocronologica. L'unità trasgressiva più vecchia che registra le prime fasi di risalita del livello del mare è tabulare, si trova a più di 80 m di profondità dal livello del mare, ed è costituita da sedimenti fangosi indicativi di ambienti di piana di marea o baia aperta con faune miste marine e salmastre (CATTANEO *et alii* 1997; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000). L'unità intermedia, si trova a profondità maggiori di 45 m sotto il livello del mare, presenta un'organizzazione progradazionale dei riflettori, ha un'età compresa tra 11.500 e 14.000 anni cal. BP e registra un intervallo caratterizzato da notevole instabilità nel regime climatico e, di conseguenza, in quello degli apporti sedimentari (TRINCARDI *et alii*, 1996; CATTANEO & TRINCARDI, 1999). L'unità superiore ha spessori variabili ed è costituita da fanghi marini a *Turritella* con geometria debolmente a cuneo, nelle zone più prossimali, e tabulare nelle aree più profonde (CATTANEO & TRINCARDI, 1999; ARIZTEGUI *et alii*, 2000). La correlazione di queste unità trasgressive a scala dell'intero bacino ha permesso di evidenziare l'eteropia all'interno dei depositi trasgressivi tra ambienti deposizionali costieri annegati e variamente rimaneggiati nella parte assiale e sottoalimentata del bacino, e ambienti di prodelta e piattaforma a ridosso del margine occidentale (Fig. 11; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CATTANEO & STEEL, 2003).

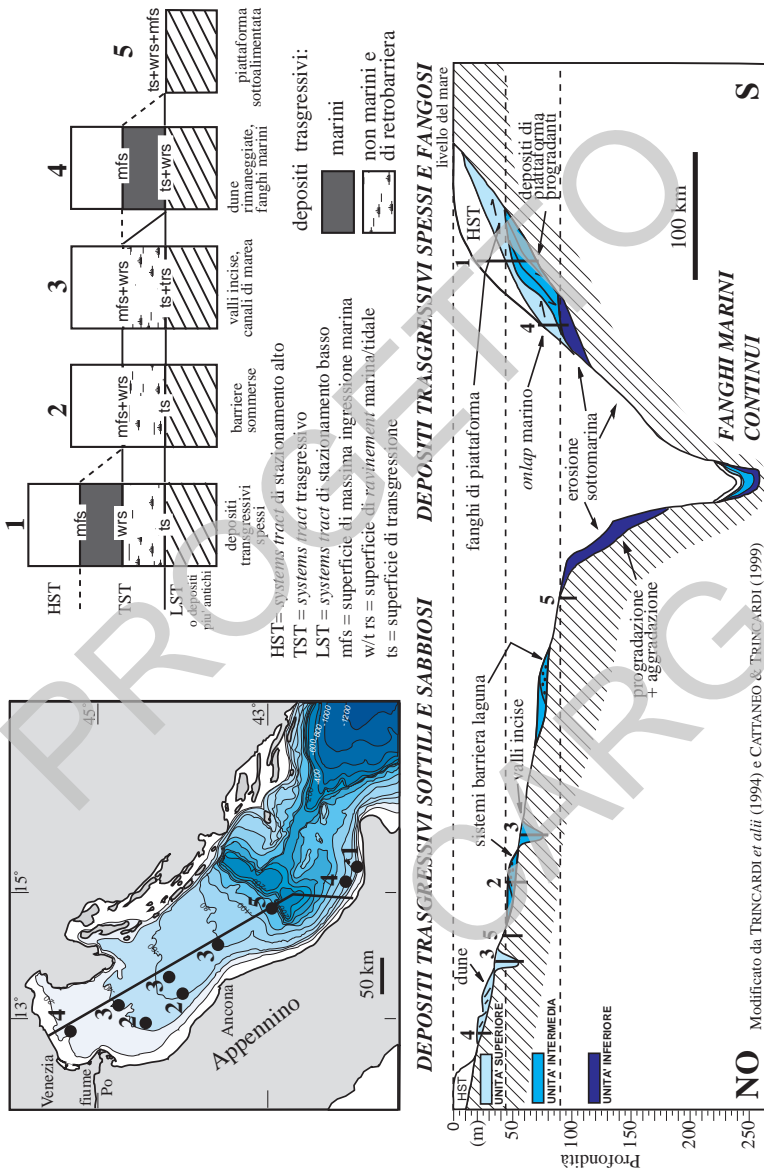


Fig. 11 – Schema dei rapporti stratigrafici e genetici tra depositi trasgressivi tardoquaternari in Adriatico settentrionale e centrale. All'interno di ognuna delle principali sottunità, in Adriatico centrale prevalgono fanghi in facies di piattaforma, mentre in Adriatico settentrionale dominano depositi di ambiente di transizione (spiaggia e laguna costiera).

6. - I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO-OLOCENICI IN ADRIATICO

Il sistema di stazionamento alto in Adriatico costituisce un cuneo composto formato da apparati di prodelta coalescenti distribuiti in una fascia a ridosso della costa sul lato occidentale del bacino (CATTANEO *et alii*, 2007). Nelle zone più esterne dei settori settentrionale e centrale dell'Adriatico il fondale non è attualmente sede di sedimentazione terrigena attiva e coincide quindi con la superficie erosiva formatasi durante l'ultima risalita del livello del mare; le particolari condizioni oceanografiche del mare Adriatico, infatti, confinano sottocosta i sedimenti di provenienza padana e appenninica mentre il contributo in termini di apporti sedimentari del margine dinarico è molto scarso.

In sezioni perpendicolari alla costa il cuneo di stazionamento alto appare organizzato in sigmoidi progradazionali costituiti da sedimenti pelitici i cui depocentri appaiono progressivamente spostati verso mare. Questi sigmoidi rappresentano fasi di maggiore alimentazione clastica e sono separati da superfici di annegamento o abbandono (corrispondenti, sui profili sismici, a riflettori di maggiore ampiezza e continuità laterale). I sigmoidi sono caratterizzati da una regione di *topset* con andamento piatto e debole inclinazione verso mare (0.02°) e da *foreset* con inclinazione tipica di 0.5° (localmente fino ad 1°). Il sigmoide più recente entro i depositi tardo-olocenici mostra velocità di sedimentazione nell'ordine dei 1.2-1.5 cm/a (LANGONE *et alii*, 1996; TRINCARDI *et alii*, 1996; CORREGGIARI *et alii*, 2001; FRIGNANI *et alii*, 2005; PALINKAS & NITTROUER, 2005).

In Adriatico il depocentro di questo deposito più recente occupa una fascia ristretta ma allungata e continua parallelamente alla costa (Fig. 3). Correlazioni regionali entro il più recente di tali sigmoidi mostrano che la rottura di pendenza (*offlap break*), che separa i *topset* ed i *foreset* si trova a profondità crescenti da nord verso sud (pochi metri nel delta del Po e circa -30 m nella regione attorno al promontorio del Gargano). Questa geometria progradazionale ricorda quella osservata in altri delta subacquei sulle piattaforme attuali (ALEXANDER *et alii*, 1991; KUEHL *et alii*, 1997). È interessante notare che il depocentro che si trova sulla piattaforma immediatamente a sud del Promontorio del Gargano non è direttamente alimentato da sistemi fluviali, ma dal trasporto di sedimenti verso SE da parte delle correnti in senso parallelo alla costa (CATTANEO *et alii*, 2003).

Vaste estensioni del cuneo fangoso di stazionamento alto è affetta da ondulazioni di origine incerta ben riconoscibili a scala sismica ed associate a irregolarità della batimetria ed espulsione di fluidi (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2004a; BERNDT *et alii*, 2006; PUIG *et alii*, 2007).

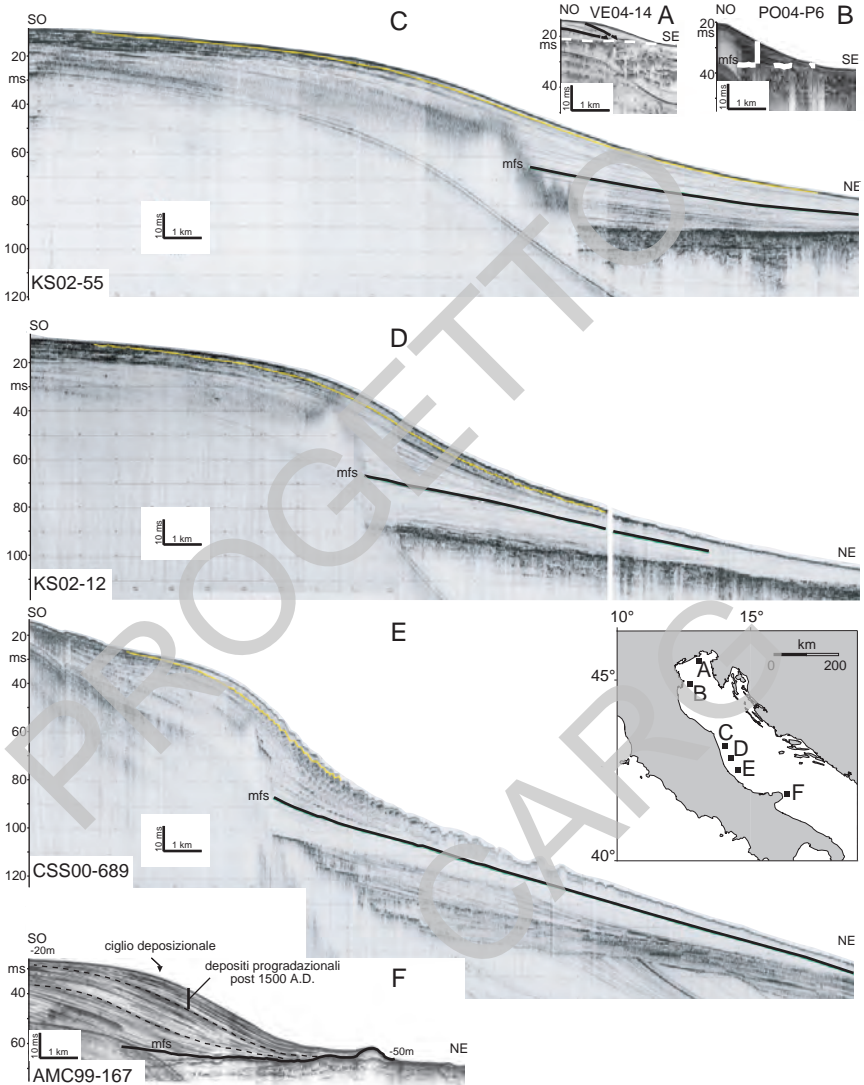


Fig. 12 – Profili sismici CHIRP sonar (alla stessa scala) attraverso il cuneo progradazionale tardo olocenico (HST) da N a S; A) delta del Tagliamento; B) delta del Po; C-E) prodelta fangoso appenninico; F) delta subacqueo del Gargano. I profili, riportati alla stessa scala e con la stessa esagerazione verticale, mettono in evidenza l'aumento di spessore ed estensione dei depositi di HST da nord (delta del Tagliamento e del PO) verso sud.

V - STRATIGRAFIA

1. - SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI

Le unità stratigrafiche rappresentate nella Carta Geologica dei Mari Italiani, alla scala 1:250.000, sono unità informali che rientrano nella categoria delle U.B.S.U. (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, *sensu* NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983), ovvero corpi rocciosi tridimensionali definiti in base alle superfici di discontinuità e linee tempo che li delimitano. Questa scelta è dettata da motivi d'ordine scientifico-concettuale e pratico-metodologico. Queste unità hanno, infatti, espressione fisica non ambigua e una intrinseca connotazione temporale; attraverso la ricostruzione delle relazioni geometriche esistenti tra i corpi rocciosi così definiti, è possibile stabilirne una cronologia relativa e meglio comprendere l'evoluzione nel tempo e nello spazio dei sistemi deposizionali, in funzione della storia tettonica di una determinata regione e dei cambiamenti climatici/eustatici operanti a scala più vasta. Spesso, inoltre, le superfici guida che separano le unità U.B.S.U. marcano discontinuità nelle proprietà fisiche e meccaniche o barriere di permeabilità nei sedimenti; in tal senso la precisa individuazione di queste superfici ha importanti significati di tipo applicativo, nei campi dello studio dei fenomeni di instabilità gravitativa e del reperimento e sfruttamento di risorse strategiche (idrocarburi, acqua ed inerti come sabbia e ghiaia).

Il secondo motivo è di tipo metodologico; il principale metodo di indagine che si utilizza nel sottosuolo e nelle aree marine è la stratigrafia sismica che fornisce un quadro stratigrafico in cui le unità sono delimitate da superfici di discontinuità e/o da linee tempo (unità sismostratigrafiche), mentre il dato litologico è ottenibile

solo tramite dati puntiformi da carote o pozzi. Le riflessioni sismiche sono, infatti, generate da contrasti di impedenza acustica (grandezza fisica definita dal prodotto tra la densità delle rocce o dei sedimenti e la velocità di propagazione delle onde sismiche di compressione al loro interno) che si verificano generalmente in corrispondenza di superfici di discontinuità o di superfici deposizionali, cioè in ultima analisi attraverso linee tempo. Lo strumento della sismica a riflessione fornisce quindi una lettura diretta dell'evoluzione geologica di un'area nel tempo; la possibilità di operare con opportune strumentazioni a vari gradi di risoluzione consente poi di ottenere in alcuni casi, e in particolare per le unità più recenti, un dettaglio stratigrafico molto elevato. La definizione delle geometrie deposizionali opportunamente integrata da dati di pozzo o di carotaggio consente di riconoscere, all'interno di uno schema cronostratigrafico, i vari sistemi deposizionali definendone l'estensione areale e l'evoluzione temporale contribuendo ad una accurata rappresentazione cartografica.

2. - CARTA SUPERFICIALE

Le unità riconosciute e cartografate nella carta superficiale, riferibili a depositi recenti, d'età tardo-quadernaria, poco deformati tettonicamente, sono unità stratigrafico-sequenziali costituite da sequenze deposizionali (VAIL *et alii*, 1977) e/o parti di queste. Nel caso del Quaternario, queste unità rappresentano primariamente il prodotto sedimentario di fluttuazioni del livello marino legate a variazioni cicliche del volume dei ghiacci delle calotte polari. In base alle geometrie deposizionali e alle modalità di sovrapposizione dei sistemi deposizionali riconoscibili al loro interno, le Sequenze Deposizionali sono ulteriormente suddivisibili in unità minori delimitate da linee tempo e riferibili ai vari stadi evolutivi di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare. Questi stadi (*systems tract* nella terminologia stratigrafico-sequenziale, POSAMENTIER & VAIL, 1988) sono registrati da corpi tridimensionali costituiti da sistemi deposizionali coevi e rappresentano quindi unità molto significative dal punto di vista operativo.

La carta superficiale rappresenta i depositi formati durante l'ultima fluttuazione glacio-eustatica corrispondente a tre stadi principali: 1) una prolungata caduta del livello marino culminata nell'ultimo glaciale con uno stazionamento basso attorno ai 24-20 ka BP; 2) una rapida risalita terminata ca. 5,5 ka BP e 3) uno stazionamento alto che perdura tutt'oggi (Fig. 8). La carta superficiale rappresenta con colori differenziati i depositi del *systems tract* di caduta e stazionamento basso (*FST* + *LST*, non distinguibili nella zona del Foglio NK 33/1-2 Ancona), di trasgressione (*TST*) e di stazionamento alto (*HST*); sono poi rappresentate unità più antiche dell'ultimo ciclo glaciale (unità pre-tirreniano

indifferenziate, **rv**, Tav. 1 e 2). Queste unità equivalgono concettualmente ad unità cronostratigrafiche, essendo separate da superfici tempo facilmente individuabili a scala dell'intero bacino adriatico attraverso la sismica a riflessione e definibili cronologicamente attraverso datazioni radiometriche ^{14}C , stratigrafia isotopica, magnetostratigrafia e tefrocronologia (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003; LOWE *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008). Un compendio più dettagliato delle unità è presentato nelle Note Illustrative del Foglio NK 33/5 Pescara che comprendono la descrizione di un pozzo a carotaggio continuo perforato sul fianco della Depressione Medio Adriatica (TRINCARDI *et alii*, Note Illustrative Foglio NK33-5 Pescara, in stampa).

La sequenza deposizionale tardo-quadernaria è compresa nei piani Tirreniano *p.p.* e Versiliano (Fig. 13). Il piano Tirreniano comprende la fase di stazionamento alto dello stadio isotopico 5 (il precedente interglaciale), tutta la fase di caduta del l.m. fino all'acme glaciale (stadi isotopici 5, 4, 3, 2) e la prima parte dell'ultima risalita del l.m. (stadio isotopico 2 *p.p.* e 1 *p.p.*); il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (CITA & CASTRADORI, 1995; CITA, CAPOTONDI & ASIOLI, 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche in uso; il Versiliano comprende la parte finale della risalita e lo stazionamento alto (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono compresi nello stadio isotopico 1; il limite Pleistocene-Olocene (11500 anni BP, età calibrata) cade circa a metà della fase di risalita del livello del mare e approssima la parte finale dell'evento freddo dello *Younger Dryas*.

La stratigrafia dei depositi superficiali risultante da questo approccio è dettagliata. I *systems tract* possono essere facilmente confrontati con le unità allostratigrafiche e con le unità UBSU (comunemente utilizzate nella cartografia a scala 1:50.000) (Fig. 13); queste unità sono delimitate alla base da una superficie erosiva e da una lacuna deposizionale legate all'emersione di questa zona tra le fasi finali della caduta del livello marino e le prime fasi della risalita. Le unità così definite contengono all'interno diversi sistemi deposizionali caratterizzati da piuttosto variabili litologie. Attraverso dati di carotaggio è possibile riconoscere i vari sistemi deposizionali o parti di essi e definire unità che concettualmente e sostanzialmente sono litostratigrafiche, sono cioè formazioni in senso stretto, essendo definite in base alle loro caratteristiche di facies. Con questo approccio risulta quindi possibile operare correlazioni significative sia dal punto di vista scientifico, che pratico con la cartografia terrestre alla scala 1:50.000, nella quale, per quel che riguarda i depositi quadernari, vengono solitamente distinte e rappresentate unità morfologico-deposizionali inquadrare in uno schema allostratigrafico (Fig. 13).

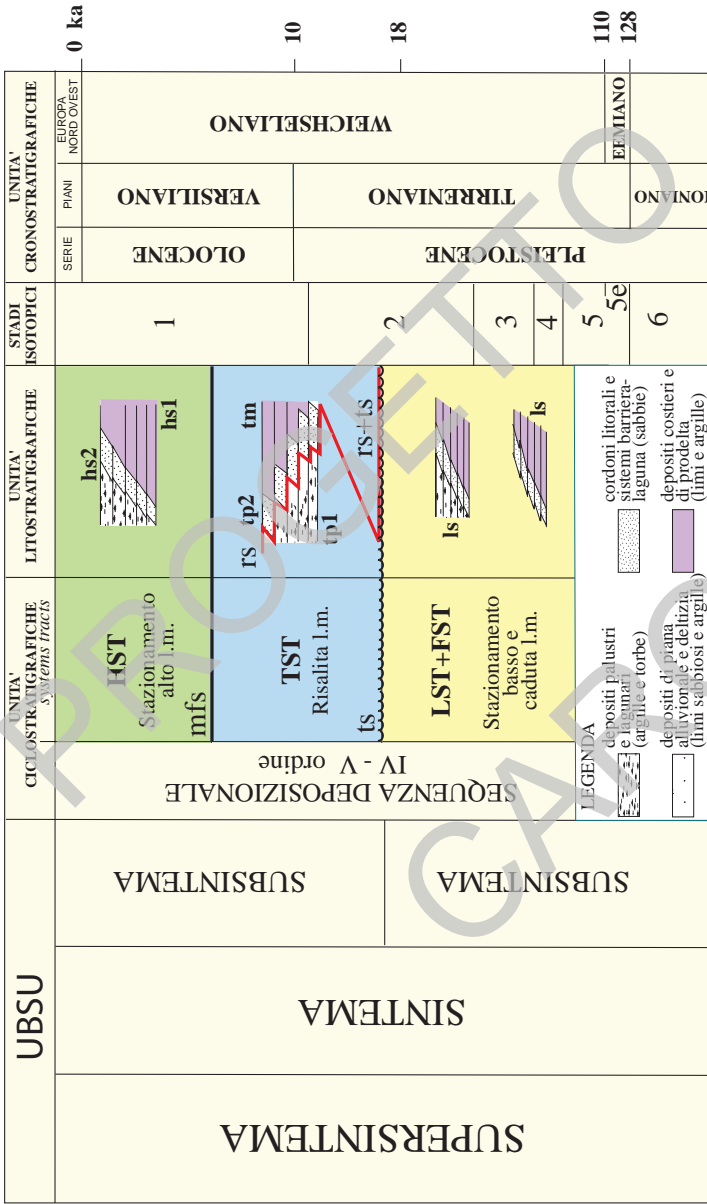


Fig. 13 — Inquadramento cronologico schematico delle unità stratigrafico-sequenziali rappresentate in carta e correlazione con le unità UBSU adottate per la stratigrafia dei depositi quaternari in aree costiere e di pianura.

3. - CARTA DEL SOTTOFONDO

Per i depositi plio-pleistocenici più antichi e per quelli pre-pliocenici, rappresentati nella carta del sottofondo, sono state riconosciute e rappresentate unità sismostratigrafiche, delimitate da superfici di discontinuità o da riflettori sismici (= linee tempo) particolarmente significativi legati essenzialmente alle varie fasi dell'evoluzione tettonica regionale. Si tratta anche in questo caso di unità informali; la maggiore profondità a cui si ritrovano queste unità impedisce di ottenere una risoluzione sismica paragonabile a quella delle unità superficiali. La calibrazione delle unità sismiche mediante dati di pozzo permette di ricondurle a unità litostratigrafiche inquadrare cronostatigraficamente e garantisce la possibilità di definire un quadro omogeneo con la geologia di terra.

I metodi di acquisizione, elaborazione e interpretazione sismostratigrafica adottati sono brevemente descritti nell'Appendice 1. L'Appendice 1 riporta anche l'elenco dei pozzi per esplorazione petrolifera che sono stati utilizzati per la calibrazione stratigrafica delle unità sismostratigrafiche riconosciute. Sono indicati il posizionamento, la profondità del fondo mare e la profondità di perforazione raggiunta.

PROGETTO

CARG

VI - CARTOGRAFIA

1. - CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NK 33-1/2 ANCONA

Questa carta rappresenta i corpi geologici che affiorano o subaffiorano sul fondo marino con particolare dettaglio per quelli originati durante le fasi dell'ultima fluttuazione eustatica tardo quaternaria (ultimi ca. 125 ka). L'enfasi principale riguarda la ricostruzione di rapporti stratigrafici oggettivi che caratterizzano corpi deposizionali di età diversa all'interno dell'intervallo degli ultimi 125 ka e, quando possibile, la loro definizione geocronologica. Seguendo questo approccio, la carta geologica superficiale offre una rappresentazione sintetica dei depositi tardo-quaternari attraverso criteri applicabili a tutte le aree marine indipendentemente dalla loro variabilità laterale e dalla loro complessità nel dettaglio.

I metodi di indagine utilizzati derivano da un'integrazione di: 1) ricostruzione di dettaglio della batimetria e della morfologia del fondo marino con particolare attenzione ad aree caratterizzate da più intensa dinamica erosivo-deposizionale, come ad es. fondali caratterizzati da irregolarità morfologiche corrispondenti a sistemi di barriera/laguna erosi parzialmente e sommersi durante l'ultima trasgressione (STORMS *et alii*, 2008), o da deformazioni gravitative dei depositi tardo-olocenici in zone di prodelta (CORREGGIARI *et alii*, 2001); 2) interpretazione stratigrafico-sequenziale di profili sismici ad altissima risoluzione; 3) analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento (Appendice 2); 4) analisi biostratigrafica, geochimica speditiva e datazione assoluta di livelli guida e unità stratigrafiche (Appendici 3 - 6).

La sismica a riflessione ad alta risoluzione costituisce il principale metodo di indagine utilizzabile nel campo della geologia marina a scopo cartografico. Mentre la massima risoluzione verticale ottenibile (lo spessore minimo al di sotto del quale non è possibile riconoscere un deposito) può essere di pochi decimetri, la distanza tra profili sismici adiacenti limita la risoluzione spaziale, cioè l'estensione minima al di sotto della quale un corpo deposizionale non è correlabile e, quindi, cartografabile. La combinazione di questi limiti di risoluzione definisce le dimensioni minime dei corpi geologici che si possono identificare, correlare e cartografare.

1.1. – CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

L'area del Foglio NK 33-1/2 Ancona corrisponde ad un tratto di piattaforma continentale adriatica compresa tra la costa marchigiana e il limite di delimitazione della Piattaforma Continentale comune tra Italia e Croazia e a una ridotta area di scarpata continentale che raggiunge i 170 m di profondità nell'angolo di SE del Foglio. La zona è caratterizzata da un basso gradiente (40 m su 125 km) nella zona compresa tra 70 e 110 m di profondità, e da un aumento di gradiente sul margine della piattaforma continentale (60 m in 30 km, con pendenze massime di 30 m in 5 km tra i 140 e i 170 m di profondità). Il gradiente perpendicolare alla costa è basso e particolarmente uniforme fino ai 20 m di profondità (20 m in 10-12 km) e risulta più acclive tra i 20 e i 70 m (50 m su 12-15 km). La morfologia del fondo è regolare da costa fino a circa 70 m di profondità, e più accidentata a profondità maggiori soprattutto nella parte assiale del bacino, dove si osservano rilievi e avvallamenti plurimetrici risolti dalle carte batimetriche di dettaglio (Tav. 1 e 2).

Nell'area della carta affiorano depositi regressivi di stazionamento alto in facies di prodelta (**hs₁**), passanti verso l'alto a depositi in facies di spiaggia (**hs₂**); depositi trasgressivi di ambiente paralico (**tp**), caratterizzati da associazioni di peliti e peliti sabbiose laminate contenenti livelli di torba (**tp₁**) e lenti di sabbia da fine a media in corpi allungati parallelamente alla paleo-linea di riva (**tp₂**), o di ambiente marino (**tm**); e depositi di caduta di livello del mare e stazionamento basso di ambiente continentale (**ls**), rappresentati con un unico sovrassegno a causa della difficoltà di introdurre separazioni affidabili al loro interno. E' infine presente un'area localizzata nella piattaforma esterna con affioramento di unità precedenti la sequenza deposizionale tardo quaternaria, di età pre-tirreniana indefinita, in corrispondenza di un alto strutturale a nord della depressione mesoadriatica (**pt**).

Numerose sezioni geologiche e dati cronostratigrafici mettono in evidenza tre aspetti fondamentali della sedimentazione tardoquaternaria nell'area: 1) il

progressivo spostamento verso terra dell'*onlap* costiero dei depositi trasgressivi al di sopra di quelli alluvionali del precedente intervallo glaciale (TRINCARDI *et alii*, 1994); 2) l'intervallo a sedimentazione condensata causato dalla diminuzione degli apporti durante la massima ingressione marina (corrispondente alla superficie di massima inondazione, mfs); 3) la distribuzione parallela alla costa dei depositi di stazionamento alto che riflette la posizione dei principali apparati fluviali e la dispersione lungo costa dei sedimenti finì ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 5 ka (TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii* 2003, 2007). La carta geologica riporta estensione areale e facies caratteristiche dei depositi che affiorano o subaffiorano sulla piattaforma continentale adriatica nel Foglio NK 33-1/2 Ancona.

1.1.1. - *Unità pre-tirreniane* (pt)

Queste unità sono state cartografate in una sola area di circa 37 km² a una profondità compresa tra i 115 e i 132 m nella piattaforma esterna corrispondente ad un alto strutturale a nord della Depressione Medio Adriatica. L'alto strutturale ha una morfologia allungata in direzione OSO-ENE con una lunghezza di circa 4 km e una larghezza di circa 1 km. È possibile che questa struttura corrisponda ad un diapiro di fango di natura simile ma dimensioni maggiori rispetto ai vulcani di fango documentati nella zona (GELETTI *et alii*, 2008).

1.1.2. - *Sistemi di stazionamento basso e di caduta* (LST+FST)

I depositi di stazionamento basso e di caduta sono rappresentati indifferenziati in colore giallo. I depositi di stazionamento basso (LST) sono delimitati al tetto da una superficie di esposizione subaerea, ma non sono rappresentabili in una carta degli spessori a causa della difficoltà nel definire, su tutta l'area, un limite di sequenza alla loro base. Anche per questa ragione i depositi di stazionamento basso non vengono separati da quelli di caduta (raggiunti in alcuni carotaggi). La parte di carta rappresentata da questo colore si estende ad una parte dell'area assiale del bacino a profondità comprese tra i 51 e i 74 m, dove i depositi di stazionamento alto sono assenti o ridotti a pochi centimetri di fanghi in drappeggio e quelli trasgressivi sono rappresentati da una superficie di rimaneggiamento erosivo. Inoltre i depositi di stazionamento basso e di caduta affiorano in alcuni piccoli lembi a profondità comprese tra i 76 e i 102 m, e in aree più continue tra i 104 e i 170 m, ove i depositi trasgressivi non sono cartografabili.

I depositi di stazionamento basso e di caduta sono costituiti prevalentemente da argille sovraconsolidate di colore grigio-giallognolo contenenti tipiche faune continentali (*Planorbidae* spp., *Pisidium* sp., *Bythinia* sp.). Sono presenti orizzonti di torba e corpi sabbiosi di granulometria da fine a grossolana con grado di cernita variabile. Gli ambienti sedimentari attribuibili a questi depositi sono quelli di piana inondabile con canali fluviali e paludi (vedere anche Appendici 3-5).

1.1.3. - Sistemi trasgressivi (TST)

I depositi trasgressivi (TST), rappresentati in colore azzurro, affiorano o subaffiorano in aree a profondità superiori a 60 m, dove i soprastanti depositi di stazionamento alto sono assenti o ridotti ad un drappeggio di pochi centimetri. Nelle zone in cui affiorano, i depositi trasgressivi sono presenti sia in facies caratteristiche di ambienti transizionali, legati alla costruzione e al successivo abbandono di sistemi costieri di barriera-laguna (Fig. 14), sia in facies marine; questi due complessi eteropici, trasgressivo paralico (**tp**) e trasgressivo marino (**tm**), sono separati da una superficie diacrona di rimaneggiamento marino trasgressivo (rs; Fig. 15). La base dei sistemi trasgressivi è rappresentata da una superficie di trasgressione (ts) che marca l'inizio della risalita del livello relativo del mare su un substrato esposto ad erosione subaerea; il tetto è costituito dalla superficie corrispondente alla fase di massima ingressione marina (mfs).

Il complesso trasgressivo marino (**tm**) affiora in una piccola porzione della carta a Nord di Ancona, ed è costituito da una successione di sabbie bioclastiche passanti gradualmente verso l'alto a peliti di piattaforma interna; questa tendenza positiva è più evidente nei settori costieri dove il complesso raggiunge i massimi spessori.

Il complesso trasgressivo paralico (**tp**) è costituito in prevalenza da peliti e peliti sabbiose laminate (**tp₁**) ricche in sostanza organica e contenenti orizzonti di torba ad elevata continuità laterale (Tav. 3); sono frequenti i molluschi di ambiente salmastro (*Cerastoderma glaucum*, *Ventrosia ventrosa* - "*Hydrobia*"); appartengono inoltre a questo complesso i riempimenti ad alternanze pelitico-sabbiose di profondi canali (10-20 m) intagliati nell'unità sottostante (LST). L'unità **tp₁** nel suo complesso rappresenta un ambiente di piana deltizia all'interno del quale si riconoscono canali distributori, baie interdistributarie e complessi barriera-laguna. Lenti di sabbie a granulometria da fine a media, ben cernite, interdigitate con le peliti **tp₁**, vanno a costituire corpi allungati in corrispondenza di sottostanti gradini morfologici (**tp₂**).

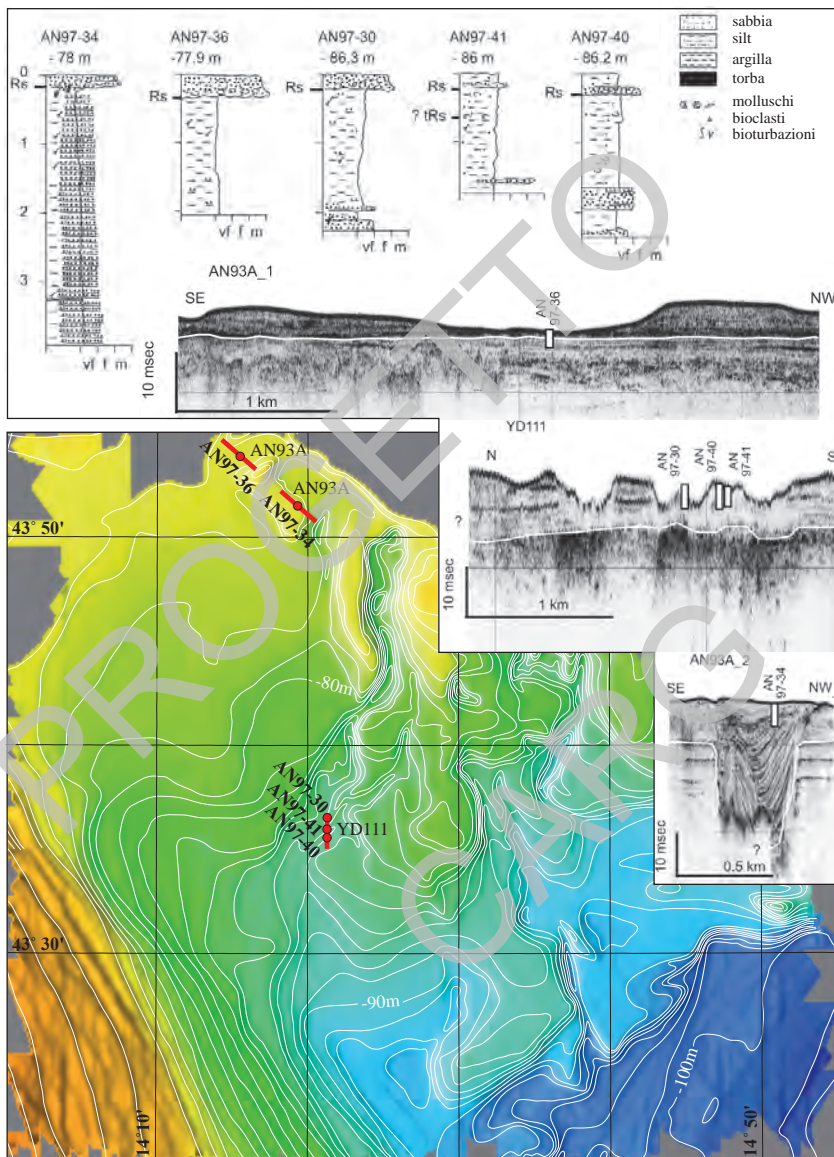


Fig. 14 – Batimetria della zona di piattaforma centro adriatica oltre l'area in cui si accumulano depositi di stazionamento alto (HST). Sono visibili valli incise ad andamento NS, scarsamente sinuose, larghe fino ad 1km e con lunghezze nell'ordine di 20-25 km.

Schema dello sviluppo di doppie superfici di *ravinement*

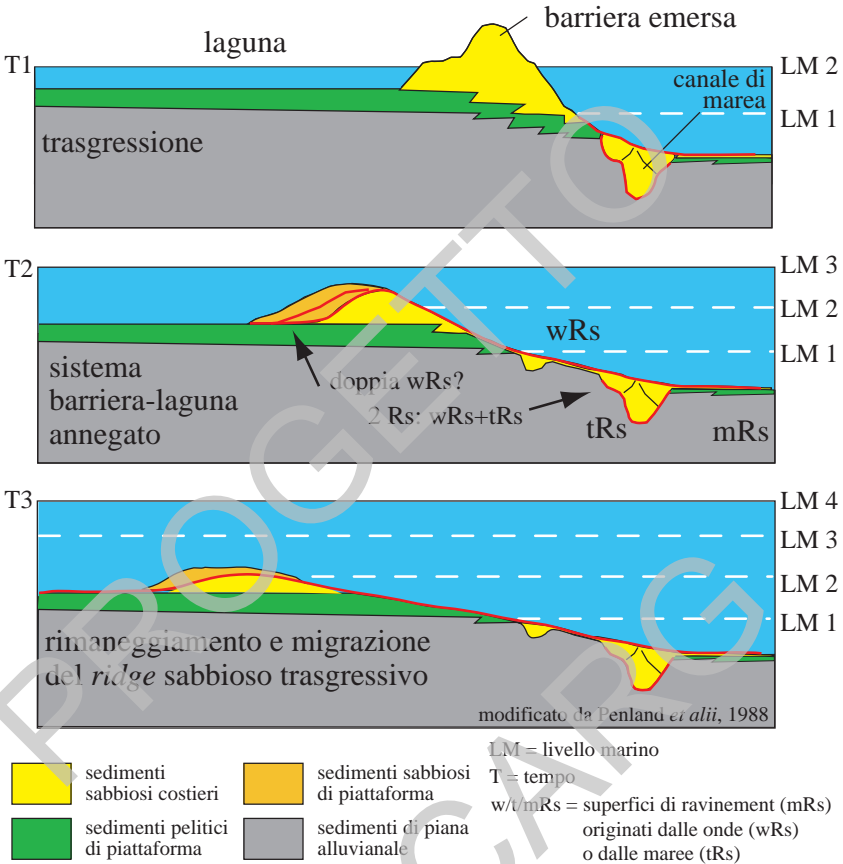


Fig. 15 – Schema dell'evoluzione di un sistema barriere/laguna durante una trasgressione (modificato da PENLAND et alii, 1988). In rosso sono evidenziate le superfici erosive diacrone di ravinement che si originano per effetto di correnti di marea alla base di canali di marea e/o per l'azione erosiva delle onde. Tali superfici sono spesso evidenziate da livelli rimaneggiati con livelli conchigliari anche sovrapposti che testimoniano un passaggio ad ambienti da continentali/salmastri a francamente marini verso l'alto (vedere Tav. 3 e Appendici 3 e 4).

Questi depositi sabbiosi che affiorano nella porzione orientale del foglio vicino alla linea di delimitazione della piattaforma italiana, registrano le fasi della risalita del livello del mare da 18.000 a 14.000 anni cal. BP, e sono riferibili a depositi di spiaggia, freccia litorale e/o rilievi di piattaforma (*sand ridges*) dovuti ai processi di rimaneggiamento sottomarino di sistemi di spiaggia progressivamente annegati (STORMS *et alii*, 2008; Fig. 15; Tav. 3 e 4).

La superficie di trasgressione (ts) alla base dei sistemi trasgressivi coincide su tutta l'area indagata con il limite tra depositi alluvionali di età pleistocenica (unità *LST+FST* indifferenziata) e sedimenti paralici e marino-marginali di età olocenica. Per questa ragione la ts rappresenta anche un brusco cambiamento delle caratteristiche geotecniche dei sedimenti.

I depositi trasgressivi messi in posto durante l'ultima risalita di livello del mare in Adriatico hanno registrato gli effetti di cambiamenti di regime degli apporti, di assetto fisiografico e di regime oceanografico che hanno accompagnato la rapida risalita di livello del mare avvenuta da circa 16 a circa 5 ka (CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

I depositi costieri del *TST* nell'area di piattaforma esterna rappresentata nel Foglio NK 33-1/2 Ancona sono stati studiati dal punto di vista del contenuto fossilifero (Appendici 3 - 5), datati (Appendice 6) ed utilizzati per ricostruire una curva di variazione del livello del mare relativo da confrontare con quelle eustatiche estratte da altri archivi geologici (FAIRBANKS, 1989, 1990; BLANCHON & SHAW, 1995; BARD *et alii*, 1996; LOCKER *et alii*, 1996). La figura 16 mostra la profondità rispetto al livello del mare attuale dei depositi trasgressivi: simboli bianchi rappresentano campioni di sedimento (torba) o molluschi di ambiente continentale o salmastro di sistemi barriera laguna con età calibrate comprese tra 15000 e 11000 anni BP; simboli grigi rappresentano campioni di ambienti marini e pertanto si trovano al disotto della curva di risalita del livello del mare. In nero sono riportate le età di campioni di ambiente lagunare-costiero che approssimano l'andamento della curva di risalita in altre aree dell'Adriatico.

1.1.4. - Sistemi di stazionamento alto (*HST*)

I depositi di stazionamento alto tardo-quadernari (*HST*) sono costituiti in prevalenza da un complesso pelitico progradazionale (**hs₁**) di prodelta-piattaforma interna ad argille e silt argillosi contenenti faune a *Turritella communis*; in scarpata i depositi di stazionamento alto sono costituiti da un drappoggio fangoso di spessore uniforme (tipicamente 2 m circa; Tav. 1 e 2).

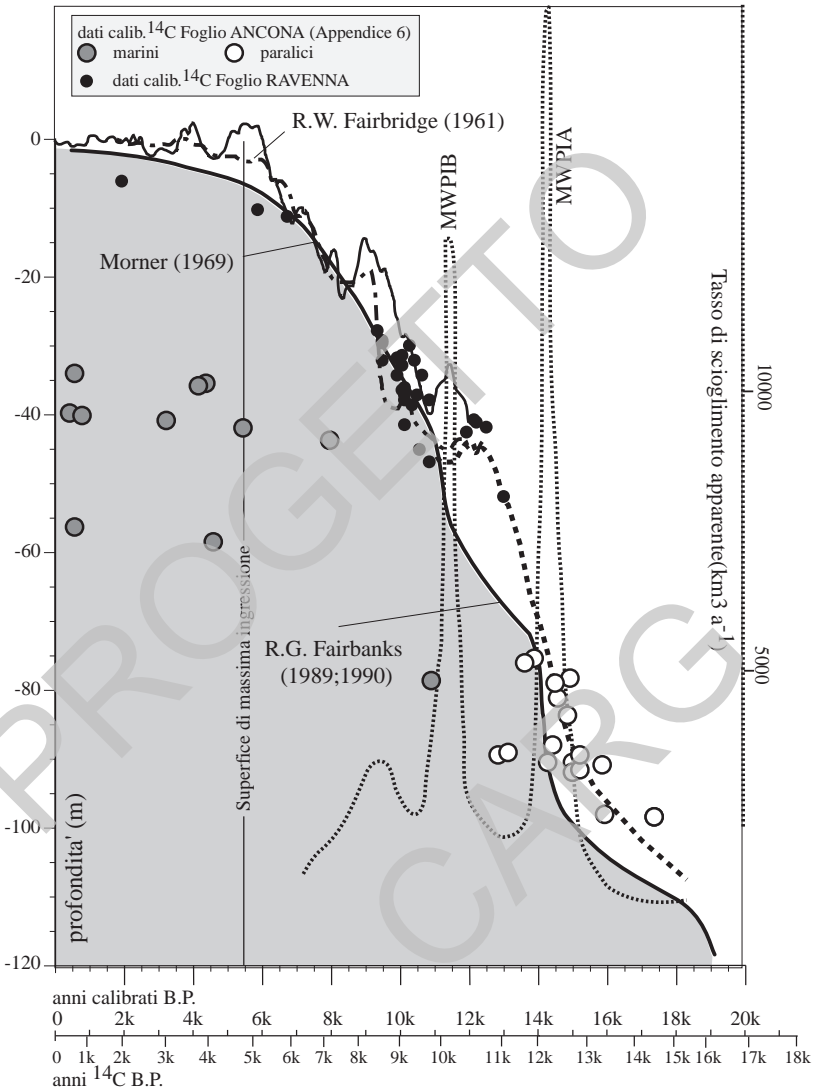


Fig. 16 – Curva di risalita del livello del mare basata sui dati dell'area adriatica (curva tratteggiata spessa). In bianco: datazioni di campioni paralici del Foglio Ancona, in nero datazioni di campioni paralici del Foglio Ravenna. I campioni riportati in grigio al disotto della curva di risalita rappresentano datazioni di livelli marini di carote del Foglio Ancona (Appendice 6). I dati sono confrontati con la curva di risalita eustatica pubblicata da Fairbanks (1989, 1990) che delimita i campi bianco e grigio del grafico, e con la curva di Morner (1969).

Nella fascia costiera la successione verticale mostra un aumento della granulometria verso l'alto per la progressiva intercalazione di sottili strati sabbiosi e bioclastici che segnano il passaggio graduale ad un complesso sabbioso di spiaggia (**hs₂**); quest'ultimo è costituito da sabbie da fini e medie, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*.

Il passaggio da fanghi a sabbia è stato studiato in dettaglio lungo tutta la costa adriatica da GEORGE *et alii* (2007), che hanno riscontrato nella zona del Foglio NK 33/1-2 Ancona un limite tra sabbia e fango a 15 - 20 m di profondità al largo del fiume Tronto. Il fatto che questo limite sia rimasto costante nelle ultime decine di anni, nonostante una netta diminuzione degli apporti a causa delle dighe, suggerisce che i fattori oceanografici sono il principale fattore di controllo sulla distribuzione e la granulometria dei sedimenti.

La superficie di massima ingressione marina (mfs), che separa il *TST* dall'*HST*, si presenta su tutta l'area investigata come una superficie di *downlap* al di sopra della quale i depositi di stazionamento alto si riducono di spessore verso mare (Fig. 12 e 17). L'espressione sedimentologica di questa superficie a scala di carota è tuttavia variabile da luogo a luogo. Questo orizzonte è riconoscibile su gran parte dell'area in esame sulla base di un minimo dei valori di suscettività magnetica dei sedimenti in carota ed è approssimato dalla scomparsa (*Last Occurrence*, LO) del foraminifero planktonico *Globorotalia inflata* a scala dell'intero bacino adriatico (Fig. 18), avvenuta circa 6 ka B.P (TRINCARDI *et alii*, 1996). La scomparsa di *G. inflata* separa anche le ecozone 2 e 1 descritte in ASIOLI (1996) e ARIZTEGUI *et alii* (2000) ed è riconoscibile direttamente, tra le carote descritte in Appendice 3, solo in AN97-29; tuttavia, nella carota CM95-33 il passaggio tra queste due ecozone è individuabile tra cm 270 e 310 circa, pur mancando la presenza di associazione planctonica (Fig. 18). La correlazione tra le carote CM95-33 e CM95-35, prelevate a breve distanza, è possibile grazie alla suscettività magnetica e alle datazioni ¹⁴C; si noti in particolare che, a causa della diffeente tecnica di campionamento usata (Appendice 2), la parte superficiale della carota CM95-35, circa un metro, non è stata recuperata.

I depositi di prodelta in piattaforma sono organizzati in un clinoforme subacqueo con geometria progradazionale a bassissimo angolo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) tra 25 e 30 m di profondità e spessore fino a 30 m (Fig. 12, CATTANEO *et alii*, 2007). A mare della rottura di pendenza la velocità di sedimentazione supera i 15 mm/a e le facies fangose mostrano tracce di depositi di piena fluviale parzialmente bioturbate (FRIGNANI *et alii*, 2005; PALINKAS & NITTROUER, 2006). Profili sismici ad altissima risoluzione acquisiti parallelamente alla costa e la correlazione di carote tramite datazioni AMS ¹⁴C e variazioni secolari del campo magnetico terrestre mettono in luce la natura composita del cuneo di stazionamento alto, influenzato dalla presenza di apporti

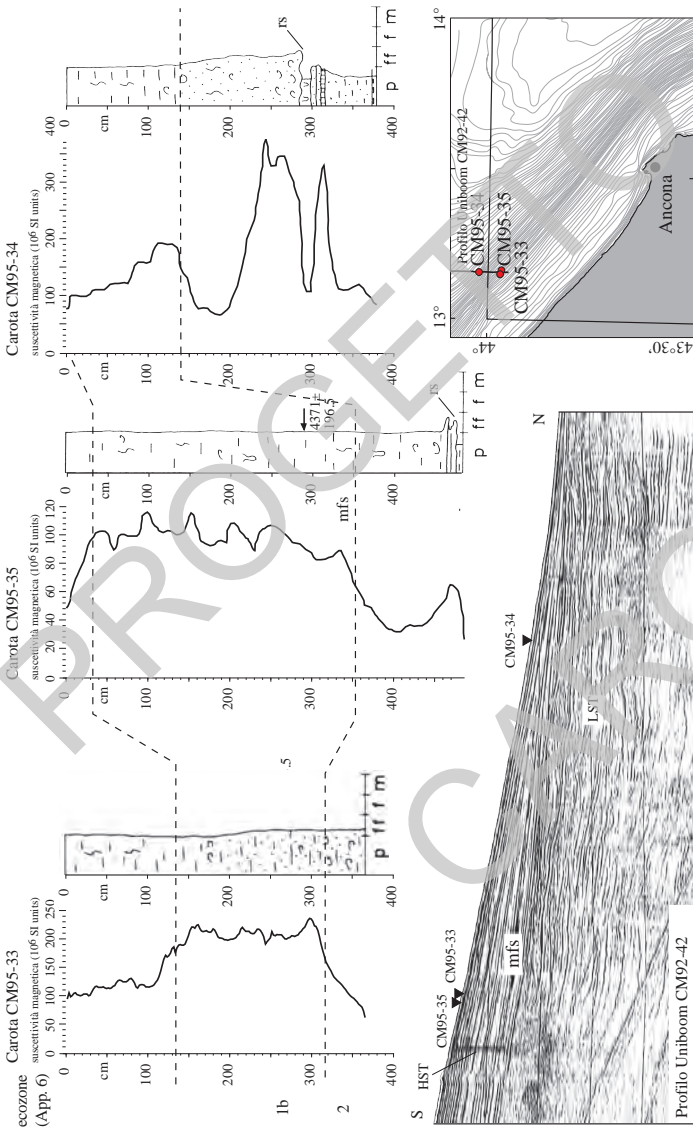


Fig. 17 – Correlazione tra carotaggi (basata su log litologici, suscettività magnetica dei sedimenti e datazioni ^{14}C) nell'area a cavallo tra il Foglio Ancona e il Foglio Ravenna. Sono riconoscibili: la superficie di erosione trasgressiva (rs) al di sopra di depositi trasgressivi di ambiente lagunare (Carota CM95-34) e la superficie di massima inondazione (mfs) al tetto di un intervallo con valori minimi di suscettività magnetica. Nella carota più proximale (dove le velocità di accumulo dei sedimenti sono più alte) è riconoscibile un'unità caratterizzata da bassi valori di suscettività magnetica riferibile all'intervallo della Piccola Età del Ghiaccio (carota CM95-33).

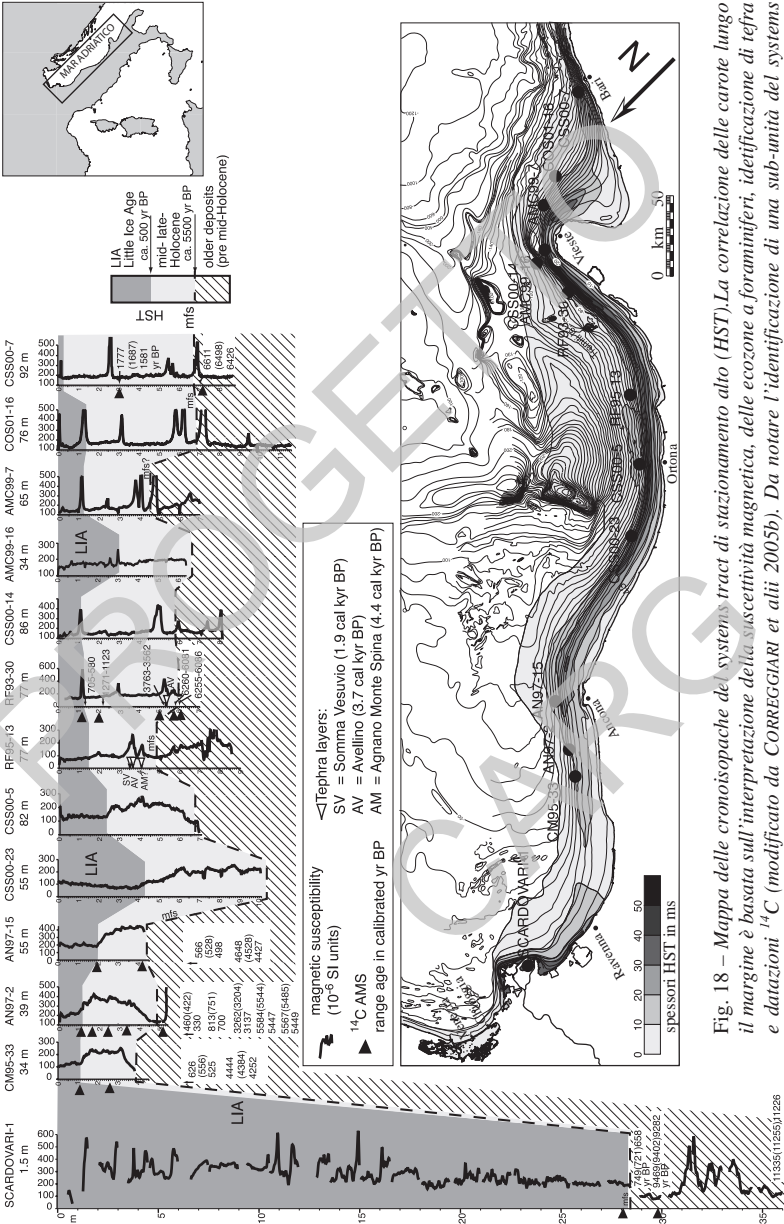


Fig. 18—Mappa delle cronosopache del systems tract di stazionamento alto (HST). La correlazione delle carote lungo il margine è basata sull'interpretazione della suscettività magnetica, delle ecozone a foraminiferi, identificazione di tefra e datazioni ^{14}C (modificato da CORREGGIARI et alii 2005b). Da notare l'identificazione di una sub-unità del systems tract di stazionamento alto correlabile a scala di bacino e deposito durante la piccola età del ghiaccio (LIA).

11356111255/1226

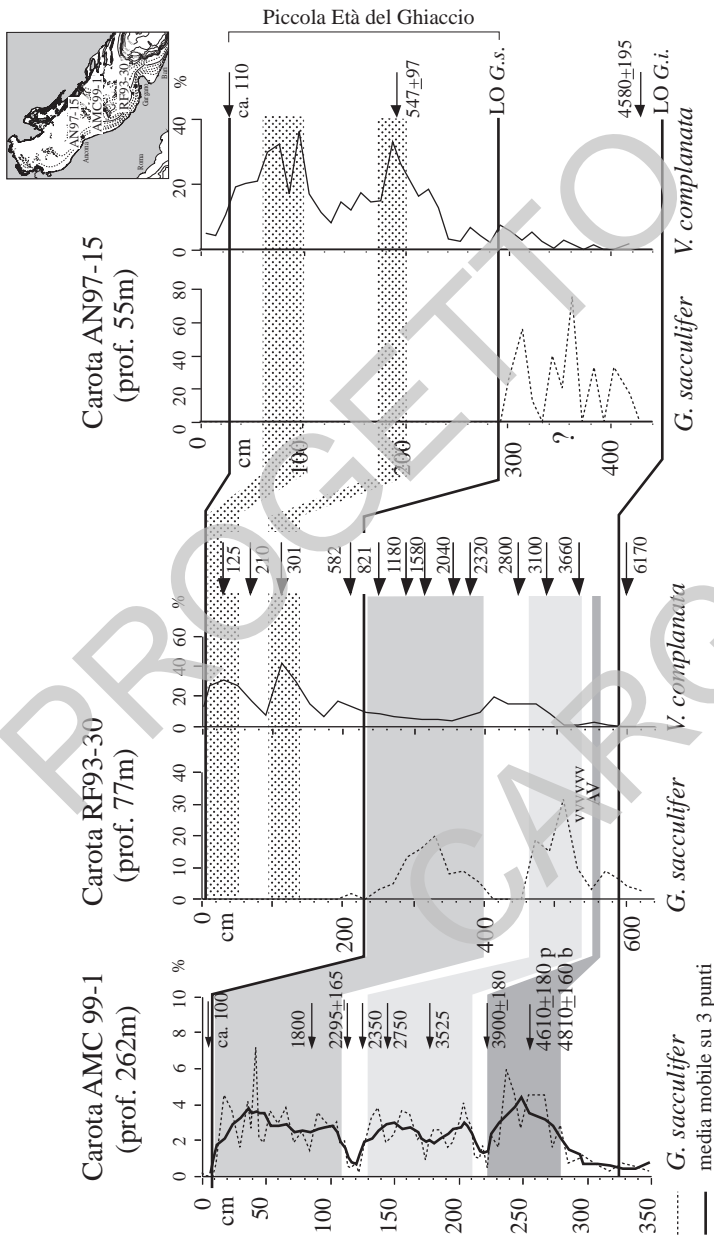


Fig. 19 – Correlazione della carota AN97-15 con carote stratigrafiche di riferimento. Sono messi in evidenza con un retino puntinato nelle carote AN97-15 e RF93-30 due aumenti localizzati di *V. complanata* che marciano fast climatica mentre più severamente la Piccola Età del Ghiaccio (da PVA et alii 2008, vedere Appendice 3).

fluviali di diverso calibro, posizione e regime idrologico (CATTANEO *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008; VIGLIOTTI *et alii*, 2008; Fig. 18). La superficie di massima inondazione (mfs) e le suddivisioni interne all'unità di stazionamento alto sono correlabili a scala di bacino come discusso in dettaglio in Appendice 3. A supporto si riportano dati di stratigrafia integrata di dettaglio discussi in PIVA *et alii* (2008) e in Appendice 3 (Fig. 19). La scomparsa di *G. sacculifer* marca la base dell'intervallo della Piccola Età del Ghiaccio. All'interno di questo intervallo due picchi di abbondanza del foraminifero bentonico *V. complanata* marcano gli intervalli più freddi e di maggior apporto fluviale (PIVA *et alii*, 2008).

1.1.5. - *Deformazioni dei sedimenti e/o deposizione differenziale entro il sistema di stazionamento alto*

I depositi di stazionamento alto (*HST*) in Adriatico sono organizzati in un cliniforme che occupa una ristretta fascia parallela alla costa italiana (CATTANEO *et alii*, 2007; Fig. 12). La morfologia superficiale del cliniforme di stazionamento alto è di solito uniforme e caratterizzata da una copertura fangosa regolare; tuttavia, una vasta area della Carta Superficiale del Foglio NK 33-1/2 Ancona presenta ondulazioni sub-parallele alla costa con rilievo di pochi metri e spaziatura mediamente di 300 m. Le ondulazioni sono presenti da 40 a 65 m di profondità in un'area di massima pendenza (ca 1°) della superficie frontale (*foreset*) del cliniforme (Fig. 20). Le ondulazioni sono rappresentate sulla Carta Superficiale da un sovrassegno tra le isobate di 40 e 68 m di profondità, su una fascia allungata per 55 km in direzione parallela alla costa e 10 km perpendicolarmente, per una superficie totale di 550 km². Tali strutture interessano il fondo del mare e una parte dello spessore del cliniforme di stazionamento alto.

Depositi simili a quelli di stazionamento alto dell'Adriatico sono documentati su numerosi margini continentali, hanno una distribuzione di spessore non uniforme e sono caratterizzati da una fascia deposizionale molto localizzata nel tempo e nello spazio. All'interno di questo tipo di depositi si possono sviluppare sovrappressioni, tipicamente lungo la fascia dove è massimo il tasso di deposizione (WOLINSKI & PRATSON, 2007). Inoltre, il notevole apporto di sostanza organica dai fiumi e il rapido decadimento di questa portano alla formazione di gas biogenico che impregna i depositi fino a pochi metri sotto il fondo. La combinazione di sovrappressioni indotte dalla rapida deposizione e impregnazione di gas nei sedimenti superficiali può favorire processi di instabilità all'interno del cliniforme. Aree caratterizzate da ondulazioni all'interno dei depositi di stazionamento alto in adriatico (*HST*) e paragonabili per natura e dimensioni a quelli di figura 20 occupano una fascia batimetrica parallela alla costa anche nell'area antistante Pescara e il Promontorio del Gargano.

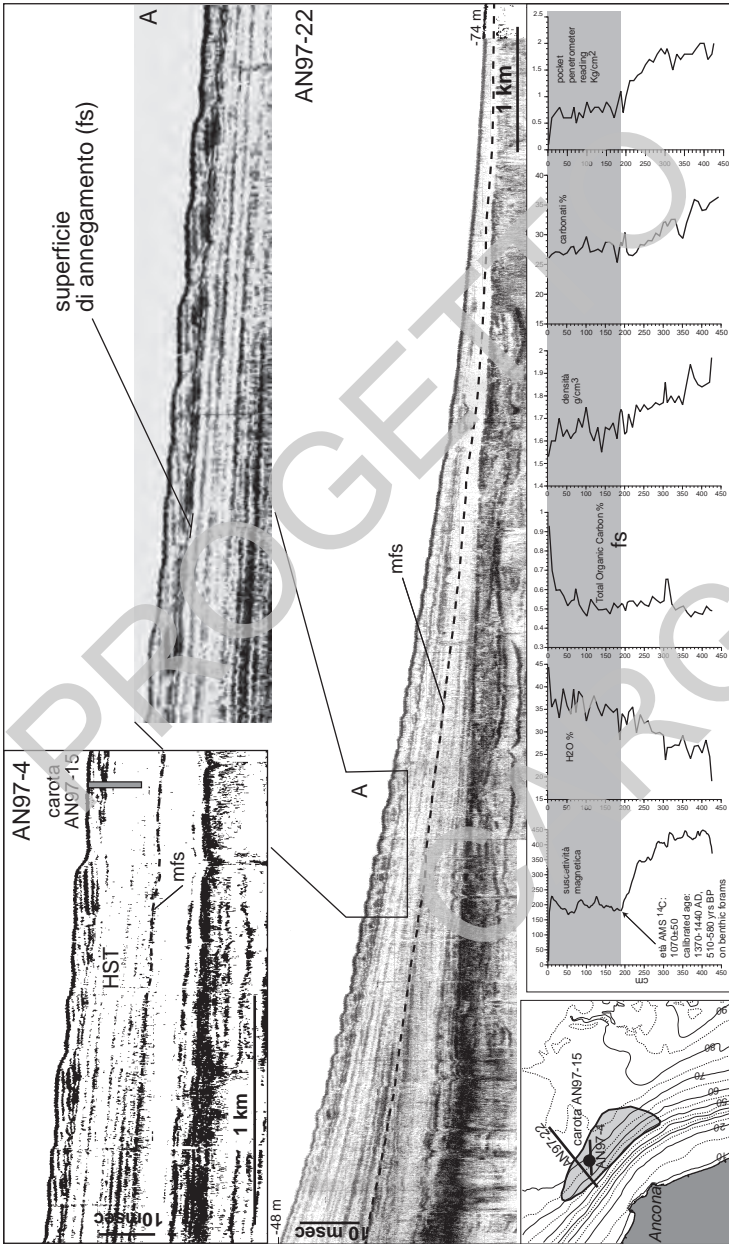


Fig. 20 — Profilo sismico CHIRP AN97-22 al largo di Ancona che mette in evidenza ondulazioni del fondo del mare che interessano la parte più superficiale del cuneo di stazionamento alto (HST). La carota AN97-15 mostra in corrispondenza dell'unità ondulata un netto cambiamento nel valore di suscettività magnetica e un cambiamento meno netto in contenuto d'acqua con diminuzione della densità.

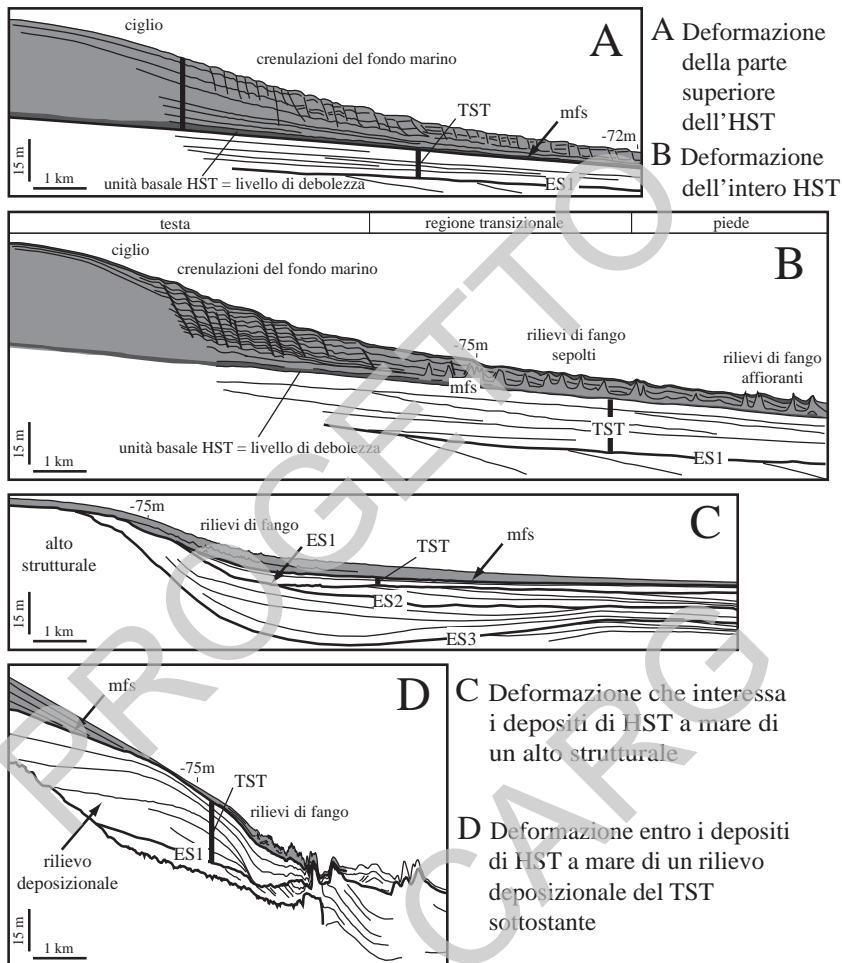


Fig. 21 - Geometria delle strutture deformative entro i depositi di HST in Adriatico (modificato da TRINCARDI et alii, 2000). I casi A e B si riferiscono alle aree dove i depositi di HST raggiungono i massimi di spessore (A è al largo di Ancona). I casi C e D si riferiscono ad aree dove i rilievi di fango si generano a mare di zone dove la mfs è particolarmente pendente a causa di rilievi strutturali sottostanti (C: Vieste) o di depocentri nei depositi trasgressivi (D:Bari).

In sintesi, la figura 21 riassume tutti i contesti in cui i depositi di stazionamento alto mostrano ondulazioni o altre deformazioni al di sopra della superficie di massima ingressione marina (*mfs*, *maximum flooding surface*) che coinvolgono i depositi di *HST*. Nel caso A (riferito alla situazione osservata al traverso di Ancona; CORREGGIARI *et alii*, 2001), il clinoforme presenta alcune ondulazioni che non raggiungono la *mfs* e non si sviluppano rilievi di fango alla base del *foreset*. Nel caso B (riferito alla situazione osservata nel Foglio NK33-5 Pescara), i rilievi di fango si formano al piede di aree dove il *foreset* è caratterizzato da ondulazioni parallele a costa per l'intero spessore del clinoforme, cioè a partire dalla *mfs*. I casi C e D si riferiscono alle situazioni osservate rispettivamente nei Fogli NK3-6 Vieste e NK33-8/9 Bari. Nel primo, i rilievi si formano dove il gradiente della superficie basale diminuisce sensibilmente rispetto all'area più prossimale dove la maggiore pendenza riflette la presenza di un alto di basamento o di un massimo di spessore dei depositi trasgressivi sottostanti.

Le ondulazioni della zona al largo di Ancona sono attribuibili a deformazione dei sedimenti all'interno del clinoforme progradazionale in corrispondenza di cambi repentini della velocità di sedimentazione (CORREGGIARI *et alii*, 2001) o all'effetto di correnti (LEE *et alii*, 2002; PUIG *et alii*, 2007), o a una combinazione di deformazione e sedimentazione differenziale per azione di correnti (CATTANEO *et alii*, 2004a; SULTAN *et alii*, 2008).

Recentemente, SULTAN *et alii* (2008) hanno dimostrato che l'unità basale dell'*HST*, che corrisponde ad un livello di argilla siltosa arricchito in briozoi durante una fase di ridotto apporto sedimentario al margine, è leggermente più grossolana dei depositi sotto e soprastanti ed ha caratteristiche compatibili con l'insacco di processi di liquefazione se sottoposta, ad esempio, all'accelerazione indotta da un terremoto compatibile con quelli registrati nella zona. Si noti che i depositi trasgressivi (*TST*), al di sotto della *mfs*, presentano geometrie deposizionali indeformate con riflettori subparalleli a basso angolo (Tav. 1 e 2 e Fig. 20 e 21). Un ruolo delle correnti di fondo potrebbe aver causato deposizione differenziale in corrispondenza delle ondulazioni del fondale. Questo fatto è confermato da un transetto di carote d'interfaccia che hanno permesso la ricostruzione dei tassi di deposizione attraverso la ricostruzione di profili di attività del radionuclide ^{210}Pb : la velocità di sedimentazione cambia da 16,4 mm/a nelle aree di truogolo a circa 4,1 mm/a lungo i fianchi immergenti verso mare in una zona al largo di Pescara (CORREGGIARI *et alii*, 2001; PALINKAS & NITTROUER, 2006). Inoltre, recenti misure in sito nella zona delle ondulazioni al largo di Pescara hanno mostrato che le correnti di superficie parallele alla costa tendono a cambiare di direzione e girare verso sinistra sul fondo con una componente obliqua orientata verso il bacino, secondo il principio della spirale di Ekman; queste correnti di fondo potrebbero contribuire al mantenimento della morfologia ondulata (PUIG *et alii*, 2007).

1.2. - SEZIONI GEOLOGICHE E PROFILI SISMICI

Al di sotto della carta principale sono riportate tre sezioni geologiche che rappresentano l'architettura dei depositi tardo-pleistocenici e olocenici, sovrastanti unità dell'ultimo massimo glaciale o più antichi. Le sezioni sono tutte riportate alla scala orizzontale di 1:250.000 e scala verticale di 1:1.000 con esagerazione verticale di 250x lungo le tracce AA', BB' e CC'. Le sezioni mettono in luce elementi stratigrafici che non sono visibili sulla carta principale dove i depositi di stazionamento alto ricoprono quelli trasgressivi precedenti (Tav. 1 e 2). Le sezioni Est-Ovest perpendicolari alla costa AA' e BB' documentano, in particolare, il significativo spessore di depositi trasgressivi costituiti da peliti di piattaforma (marini). Questi depositi sono stati raggiunti da alcuni carotaggi e correlati su profili sismici in aree dove appaiono caratterizzati da riflettori piano-paralleli e geometria tabulare al di sotto del cuneo di *HST*. Nella zona al largo del promontorio del Monte Conero, il cuneo di stazionamento alto raggiunge le distanze maggiori da costa (circa 48 km) e presenta ondulazioni superficiali riportate anche in sezione AA' tra le profondità di 40 e 70 m. La parte assiale del bacino è caratterizzata da una morfologia accidentata con affioramento discontinuo di depositi trasgressivi paralici (parte distale delle sezioni AA' e BB') e anche di alti strutturali di unità più antiche (sezione CC'). La sezione DD' (scala orizzontale di 1:1.000.000 e verticale di 1:1400), ha direzione NO-SE e intercetta la maggior parte delle unità cartografate dove sono disponibili datazioni al radiocarbonio (vedi Appendice 6). Questa sezione è stata utilizzata come base per costruire un diagramma cronostatigrafico.

I tre profili sismici CHIRP sonar, riportati in carta, sono stati acquisiti tra 88 e 94 m di profondità su depositi trasgressivi paralici (*TST*; vedere anche Fig. 14 e Tav. 3 e 4). In colore azzurro sono evidenziate le facies relative alla porzione basale di depositi di spiaggia sommersa (tp2). La facies acustica trasparente è caratteristica di sedimenti prevalentemente sabbiosi, mentre la porzione sottostante è costituita da depositi trasgressivi lagunari pelitici ricchi in sostanza organica. Questi depositi sono stati rimaneggiati e modellati dall'erosione avvenuta durante le prime fasi della risalita del livello del mare post-glaciale, come evidenziato dalla presenza di scarpate nella morfologia del fondo. In tutti i profili l'unità più profonda è costituita dai depositi continentali che appartengono al sistema di stazionamento basso e di caduta (*LST+FST*).

1.3. - DESCRIZIONE DEI RIQUADRI

1.3.1. – Carte degli spessori e delle profondità

Le tre carte tematiche a scala 1:1.000.000 rappresentano rispettivamente lo spessore dei sistemi di stazionamento alto, lo spessore dei sistemi trasgressivi e la carta delle isocrone della superficie di trasgressione (ts). La distribuzione parallela alla costa dei depositi di stazionamento alto riflette la posizione dei principali apparati fluviali e la dispersione lungo costa dei sedimenti fini ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 4-5 ka (CORREGGIARI et alii, 2001, CATTANEO et alii 2007). In dettaglio, il sistema di stazionamento alto (*HST*) costituisce un cuneo composito alimentato da apparati deltizi dove i depositi più recenti sono costituiti prevalentemente dai sedimenti pelitici provenienti dai bacini idrografici sia del fiume Po, trasportati verso Sud dal sistema di circolazione antiorario del mare Adriatico, sia di piccoli fiumi appenninici. I sistemi trasgressivi (*TST*) danno luogo a due depocentri distinti arealmente e costituiti da depositi di ambiente deposizionale differente: verso terra il depocentro più recente, allungato parallelamente alla costa come il soprastante *HST*, è costituito da fanghi marini di piattaforma; verso mare i depositi del *TST* consistono in depositi costieri e paralici parzialmente preservati (laguna ed estuario; vedi anche Fig. 14). Il sistema trasgressivo registra il progressivo cambiamento nel regime degli apporti, nell'assetto fisiografico e nei processi oceanografici che accompagna la rapida risalita di livello del mare avvenuta da circa 18 ka a circa 5 ka. I depositi riferibili al sistema di stazionamento basso (*LST*) non sono rappresentabili in una carta degli spessori a causa della difficoltà di definire e tracciare con sicurezza su tutta l'area un limite di sequenza alla loro base. Anche per questa ragione i depositi di stazionamento basso non vengono separati da quelli di caduta (visibili in sezione in Tav. 2).

La terza carta in scala 1:1.000.000 è la carta delle isocrone della superficie di trasgressione (ts) e documenta l'andamento della superficie al tetto dei depositi di caduta e stazionamento basso del livello del mare. Questa superficie si è originata attraverso una fase di esposizione subaerea e successiva erosione sottomarina durante la risalita del livello del mare. Le sezioni stratigrafiche e il confronto tra la carta degli spessori del *TST* e quella della superficie ts permettono di osservare che i depositi trasgressivi di ambiente costiero e paralico presentano il massimo grado di preservazione in aree dove la sottostante superficie ts mostra gradini morfologici e cambi di gradiente.

1.3.2. – Schema cronostratigrafico

Lo schema cronostratigrafico presentato in carta è stato costruito secondo il metodo proposto da WHEELER (1958) e rielaborato da VAIL *et alii* (1977) oltre che a precedenti lavori in Adriatico basati sull'utilizzazione di dati sismostratigrafici tarati da vari tipi di controllo biostratigrafico e geocronologico (TRINCARDI *et alii*, 1996; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CORREGGIARI *et alii*, 2005; STORMS *et alii* 2008). Lo schema cronostratigrafico è basato su una delle sezioni presentate in carta (DD'), che è stata riportata utilizzando un asse verticale che rappresenta il tempo in migliaia di anni. Lo schema è orientato in direzione sub-parallela all'asse del bacino Adriatico e raccorda l'area di prodelta sommerso e piattaforma interna in cui affiorano depositi di stazionamento alto (*HST*) a quella di piattaforma esterna in cui affiorano depositi trasgressivi, di stazionamento basso e di caduta. Il controllo sulle geometrie deposizionali proviene dai profili sismici ad altissima risoluzione in cui i riflettori definiscono l'andamento di linee tempo; il controllo geocronologico sull'entità delle lacune tra questi interposte si basa su datazioni ¹⁴C effettuate tramite AMS su foraminiferi bentonici, molluschi o torbe (Appendice 6).

Lo schema riassume i rapporti cronostratigrafici tra le principali unità rappresentate in carta: *HST*, *TST*, *LST+FST*. Si tratta di una rappresentazione sintetica che permette di quantificare in migliaia di anni la durata delle lacune erosive o non deposizionali che delimitano le unità stratigrafiche. Per costruire questo schema sono stati necessari: 1) l'interpretazione stratigrafica sequenziale dei profili sismici ad altissima risoluzione, 2) l'analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento, 3) l'analisi biostratigrafia e geochemica dei campioni, e 4) le determinazioni geocronologiche (¹⁴C) delle principali unità stratigrafiche e delle superfici che le delimitano.

Nello schema sono evidenziate le posizioni e la durata di una lacuna erosiva subaerea evidenziata con un motivo di linee verticali (in cui è evidente, a scala di profili sismici e di carotaggio, la troncatura erosiva dei depositi sottostanti) ed una lacuna non deposizionale (evidenziata da linee oblique) che da luogo ad una sezione condensata che registra una drastica diminuzione di apporti clastici in piattaforma ma non mostra evidenze di erosione. Lo schema cronostratigrafico permette di quantificare: 1) l'entità della lacuna causata dalla prolungata emersione subaerea di questo tratto di piattaforma che à durata fino al passaggio Pleistocene-Olocene; e 2) la fase di deposizione condensata, al di sopra dei depositi parali del *TST*, che registra l'intervallo di massima ingressione marina culminato tra 5 e 6 ka BP che include l'intervallo di tempo in cui si è formata la superficie di massima ingressione marina (*maximum flooding surface*, *mfs*) alla base dei depositi di stazionamento alto.

2. - CARTA DEL SOTTOFONDO - FOGLIO NK 33-1/2 ANCONA

La carta del sottofondo è composta da una carta principale, da alcuni profili sismici regionali e da vari riquadri che illustrano le caratteristiche geologiche cartografate o gli schemi geologici. La costruzione della carta principale, delle mappe, degli schemi e dei diagrammi accessori e dei profili sismici regionali è stata effettuata tramite l'interpretazione di linee sismiche a riflessione multicanale, riportate nel riquadro UBICAZIONE DELLE LINEE SISMICHE e di dati stratigrafici di pozzi per l'esplorazione petrolifera, la cui ubicazione è riportata nella carta principale.

2.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Lo schema di inquadramento geologico regionale tratto dalla Carta Tettonica d'Italia (FUNICIELLO *et alii*, 1981) illustra l'assetto geologico nelle aree circostanti il Foglio NK33-1/2 Ancona. L'area del foglio contiene la zona dei fronti della catena appenninica che si trovano in Adriatico, nella parte più vicino a costa. Sono presenti in questa fascia blande pieghe e sovrascorrimenti collegati ad altri sovrascorrimenti ciechi del tardo Pliocene - Pleistocene nelle parti più esterne (Fig. 22). La struttura appenninica si manifesta attraverso fronti paralleli orientati NNO-SSE, le anticlinali collegate a thrust hanno una espressione topografica nella parte più interna dell'Appennino, dove sono i carbonati mesozoici ad essere interessati dalla deformazione. Man mano che si procede verso est, superati i monti Sibillini, le deformazioni si fanno meno intense, e, a parte la Struttura Costiera che affiora nel Monte Conero, non mostrano più un rilievo topografico. Sotto queste pieghe c'è la rampa di avampaese indeformata, cartografabile attraverso il riflettore che marca la base del Pliocene. Lo stile strutturale cambia profondamente da nord a sud, come illustrato in Fig. 23, dove si vedono i fronti così come emergono alla base del Plio-Quaternario. Nell'avampaese adriatico si rinviene una complessa zona deformata, nota in letteratura come dorsale medio adriatica (FINETTI, 1982; DE ALTERIIS, 1995; GELETTI *et alii*, 2008) o *Central Adriatic Deformation Belt* (ARGNANI & FRUGONI, 1997). Tale dorsale si sviluppa in direzione NO-SE a partire dall'offshore anconetano spingendosi verso sud in prossimità delle acque croate (FINETTI, 1982; DE ALTERIIS, 1995; ARGNANI & GAMBERI, 1995; BERTOTTI *et alii*, 2001).

La storia geologica dell'area compresa nel Foglio registra l'evoluzione di un bacino pelagico del margine passivo adriatico, individuatosi durante i processi distensivi che hanno portato alla formazione dell'oceano tetideo e alla sua successiva incorporazione nella catena appenninica dovuta alla convergenza fra la placca africana e la placca europea. La conseguente evoluzione tettonostratigrafica

è evidenziata dal DIAGRAMMA CRONOSTRATIGRAFICO e dallo SCHEMA TETTONOSTRATIGRAFICO, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera. Le Marche ospitano depocentri successivi dell'avanfossa appenninica, da quella miocenica rappresentata dalla Formazione Marnoso-Arenacea fino a quella pliocenica che si trova in Adriatico. La correlazione tra pozzi petroliferi, linee sismiche e affioramenti ha permesso a ORI *et alii* (1991) di individuare quattro stadi evolutivi dell'avanfossa adriatica nel tratto Marche - Abruzzo. Vari fattori interagiscono tra loro: lo sviluppo dei sovrascorrimenti e la topografia che ne risulta, la subsidenza, l'apporto sedimentario e i cambiamenti eustatici. Una prima fase evolutiva è stata circoscritta all'intervallo Messiniano-Pliocene inferiore, quando si assiste al sovrascorrimento di depositi che precedentemente costituivano il depocentro del bacino e inizia la subsidenza in una posizione più esterna. L'avanfossa è allungata e la provenienza delle torbiditi è da nord. Lo stadio successivo è compreso tra il Pliocene inferiore e medio, durante questo intervallo si assiste ad una riorganizzazione generale del bacino dovuta alla formazione di una serie di alti strutturali e dei rispettivi bacini di *piggy back*. La provenienza delle torbiditi, con granulometrie da fini a medie, è sempre da nord. Durante lo stadio 3 (Pliocene medio - superiore) si assiste ad un incremento dell'attività tettonica che deforma i depositi più vecchi e produce bacini di *piggy back* più piccoli di quelli che si erano creati nello stadio precedente. Alcune strutture emergono e vengono erose, come la Catena Costiera, che si trova nell'attuale Monte Conero e costituisce un'area a minore subsidenza relativamente elevata durante tutto il Neogene, e la prospiciente costa in Abruzzo (vedi Foglio NK 33-5 Pescara, CARTA PRINCIPALE).

La provenienza delle torbiditi è laterale rispetto ai sovrascorrimenti principali. Durante lo stadio 4 (Quaternario) la subsidenza diminuisce drasticamente e si formano sistemi progradanti alimentati dal sistema fluviale padano. In figura 24 tre sezioni esemplificano la geometria dell'avanfossa nel tratto abruzzese-marchigiano da nord a sud. Attraverso la geometria dei depositi è possibile ricostruire i quattro stadi evolutivi sopra menzionati e la topografia dei fronti da nord a sud, rispetto alla base del Plio-Quaternario, come già evidenziato in figura 23 su un profilo sismico. Tutta la successione sedimentaria presente nel Foglio si scolla dal basamento lungo le Anidriti di Burano. Queste sono distribuite in tutta l'area compresa nel Foglio e affiorano sotto la base del Plio-Quaternario in prossimità del pozzo Mizar, che si trova sopra una struttura diapirica dovuta a sale triassico (Fig. 26). La risalita delle evaporiti profonde in risposta alla compressione appenninica e dinarico-ellenica era già stata suggerita da GRANDIC *et alii* (1997) e FINETTI & DEL BEN (2005); PICHA (2002) non esclude anche una componente trascorrente lungo il margine adriatico orientale, che favorirebbe la tettonica salina. La stessa isola di Jabuka (in figura 30 d è descritta come Jabuka Ridge e in figura 31 come allineamento lungo la risalita dei sali triassici) è per

taluni il risultato di una risalita di sali triassici che avrebbero trascinato verso la superficie le rocce vulcaniche di cui è composta e che datano circa 200 Ma (GRANDIC *et alii*, 1999). La maggior parte delle strutture saline sono ubicate lungo la piattaforma e nell'offshore dalmati (GELETTI *et alii*, 2008), l'estremo settentrionale di questo allineamento è rappresentato dalla struttura di Mizar (Fig. 25d). La presenza di gas superficiale è messa in relazione con sistemi di fratture alimentati da una persistente attività diapirica delle evaporiti triassiche profonde da GELETTI *et alii* (2008), i quali suggeriscono anche una possibile relazione tra la compattazione differenziale della successione Plio-Quaternaria, che risiede sul margine della piattaforma carbonatica mesozoica, con la formazione di anticlinali che diventano sede di accumulo di gas. Esempi simili di duomi salini sono molto noti in varie parti del mondo tra cui la zona di Zagros in Iran (KOYI *et alii*, 2008), il Mare del Nord, la zona a mare prospiciente le coste del Brasile e quelle del Gabon (JACKSON *et alii*, 1995). Recentemente lo studio sempre più dettagliato dei fondali marini ha messo in luce come le strutture saline siano diffuse anche in Mediterraneo e come la risalita di fluidi sotto forma ad esempio di mud volcano possa essere messa in relazione con la dissoluzione e la risalita delle evaporiti messiniane (CAMERLENGHI & PINI, 2009). La struttura diapirica di Mizar è associata ad una deformazione recente come evidenziato in figura 25c, dove si vedono dislocazioni superficiali del complesso, orientate NE-SO e parallele le une alle altre. Sebbene i tempi dell'evoluzione della struttura di Mizar non siano definiti, è probabile che il diapiro abbia avuto riattivazioni multiple. Il fatto che i sedimenti neritici del Pliocene inferiore poggino sulle evaporiti triassiche fa ritenere che il diapiro era quantomeno già esistente durante il Messiniano, e non si può escludere una sua origine nel Mesozoico, a seguito dell'estensione del margine tetideo. La sua attuale attività, indicata dalla strutture a fondo mare, rappresenta l'ultimo atto deformativo, legato alle recenti compressioni nell'avampaese. E' stato infatti mostrato che le strutture diapiriche, una volta formate, sono soggette ad una riattivazione preferenziale quando subentra un regime compressivo, per via della loro intrinseca mobilità (es. LETOUZEY *et alii*, 1995).

Una significativa sismicità (CARTA DELLA SISMICITÀ E DELLE STRUTTURE ATTIVE ALLA BASE DEL QUATERNARIO) è concentrata nella parte prospiciente la costa in corrispondenza della parte più complessa dei fronti sepolti dell'Appennino marchigiano, mostrata in figura 23b. Alcuni meccanismi focali nella zona di avampaese nella parte inferiore del foglio confermano l'evidenza geologica che questo settore è interessato da blande pieghe che deformano la base della successione Plio-Quaternaria (Fig. 24).

2.2. – STRATIGRAFIA

Il diagramma cronostratigrafico e lo schema tettonostratigrafico, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera, evidenziano una deposizione prevalentemente carbonatica, tipica del margine passivo di Adria dal Triassico (*Dolomia Principale*) al Paleogene (*Scaglia Rossa Appenninica*). Questa sedimentazione è prima di mare basso, in un ambiente tipico di piattaforma (*Calcarea Massiccio*), poi diventa tipicamente bacinale (*Corniola, Rosso Ammonitico, Scisti e Calcari ad Aptici, Maiolica, Marne a Fucoidi, Scaglia Rossa Appenninica*). Tutta la successione poggia sulle Anidriti di Burano che fungono da livello di scollamento. A partire dall'Oligocene la deformazione contrazionale delle unità liguridi e delle unità toscane, che attualmente costituiscono le parti interne della catena, provoca la flessurazione per carico della placca adriatica. Nell'area in esame il corrispettivo temporale dei sedimenti torbiditici di avanfossa affioranti nella catena (*Macigno e Marnoso Arenacea*) è rappresentato da sedimenti marnosi depositi sulla rampa esterna del bacino (*Scaglia Cinerea, Bisciario, Schlier*). Le unità carbonatiche vengono infatti rimpiazzate a cominciare da ovest da depositi di derivazione alpina, silicoclastici e torbiditici del Miocene inferiore-Pliocene. Questo cambio di facies marca l'instaurarsi della sedimentazione di avanfossa e la migrazione verso E-NE del fronte appenninico.

Nel Messiniano si assiste ad una accelerazione nella deformazione dell'orogenesi appenninica che porta all'emersione e allo sviluppo di un sistema di drenaggio subaereo per la prima volta dall'inizio dell'orogenesi. Tutti i domini paleogeografici all'epoca erano infatti bacinali e solo Sardegna, Sicilia e Corsica erano emerse (PATACCA *et alii*, 1990). L'abbassamento del livello del mare nel Messiniano provoca la deposizione di spessi corpi evaporitici (*Formazione Gessoso-solfifera*) e l'emersione delle parti marginali del bacino con conseguente erosione subaerea, localizzata in alcuni punti dove affiorano direttamente sotto la successione Plio-Quaternaria dei sedimenti miocenici indifferenziati.

La flessurazione della placca adriatica e l'erosione messiniana determinano l'assetto delle unità affioranti sotto le successive unità pliocenico-quadernarie riportata nella CARTA PRINCIPALE. Il ciclo sedimentario messiniano post-evaporitico inizia con torbiditi e depositi deltizi *s.l.* (*Formazione di Fusignano e Formazione a Colombacci*), la cui deposizione è limitata ad una ristretta fascia prossima alla costa nel quadrante nord-occidentale del Foglio. Nelle parti distali del bacino, dove non giunge la sedimentazione torbiditica, si depositano invece le Argille del Santerno. La mancanza di depositi oligo-miocenici nella parte più esterna del Foglio riflette la formazione di un alto di *forebulge* nel Messiniano-Pliocene inferiore (ARGNANI *et alii*, 1991). Perciò si passa progressivamente da un ambiente di rampa di avampaese a uno di avanfossa profonda, in concomitanza con la migrazione del fronte appenninico.

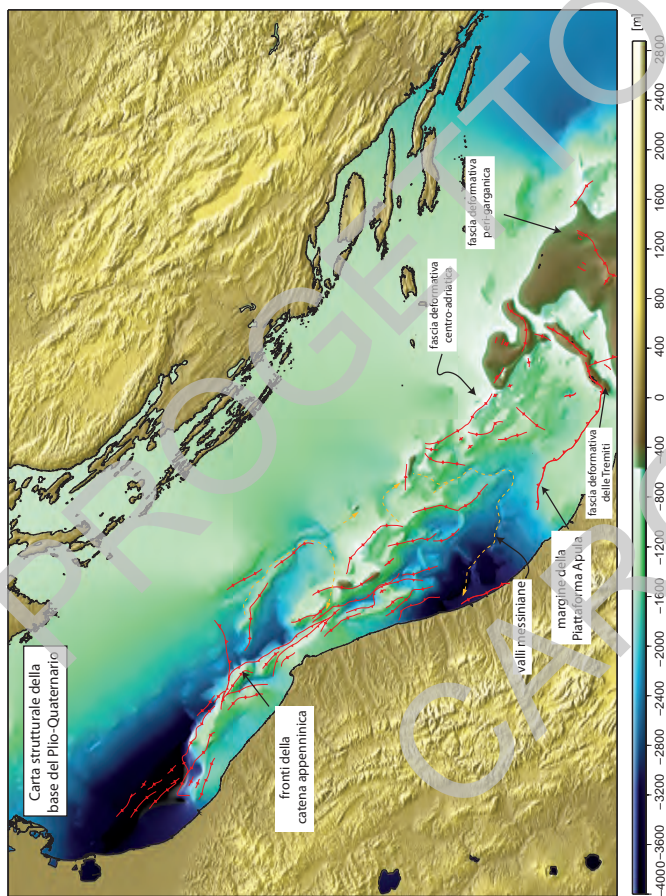


Fig. 22 – Carta strutturale della base del Plio-Quaternario e topografia terrestre ottenuta dai dati acquisiti durante la missione spaziale dello Space Shuttle Endeavour durata 11 giorni nell'anno 2000 (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM; FARR et alii, 2007). Il DTM della base del Plio-Quaternario è stato ottenuto mappando le isocronopache di tale riflettore e creando poi un modello con una cella di 90 m perché potesse essere affiancato a quello terrestre. La conversione da tempi (secondi) in metri lineari per il Plio-Quaternario è ottenuta utilizzando una velocità media nei sedimenti di 2000 m/s. Sono indicate le strutture riportate anche nella CARTA PRINCIPALE della Carta del

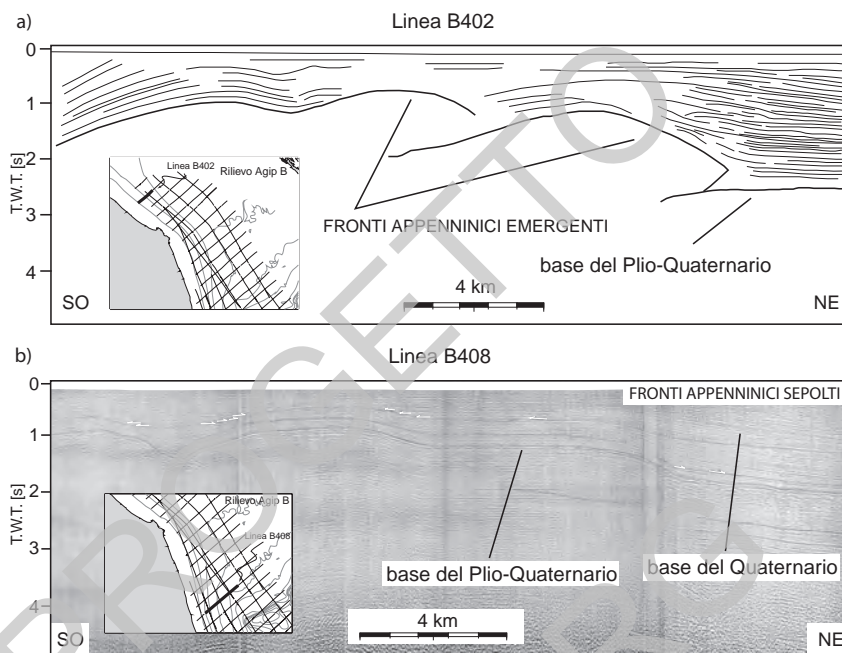


Fig. 23 – Esempi di profili sismici a riflessione appartenenti al rilievo sismico ministeriale, zona economica esclusiva B: a) esempio di fronti emergenti rispetto alla base del Plio-Quaternario nella parte settentrionale del Foglio (interpretazione schematica del profilo sismico B402); b) esempio di fronti sepolti rispetto alla base del Plio-Quaternario nella parte meridionale del Foglio (profilo sismico B408).

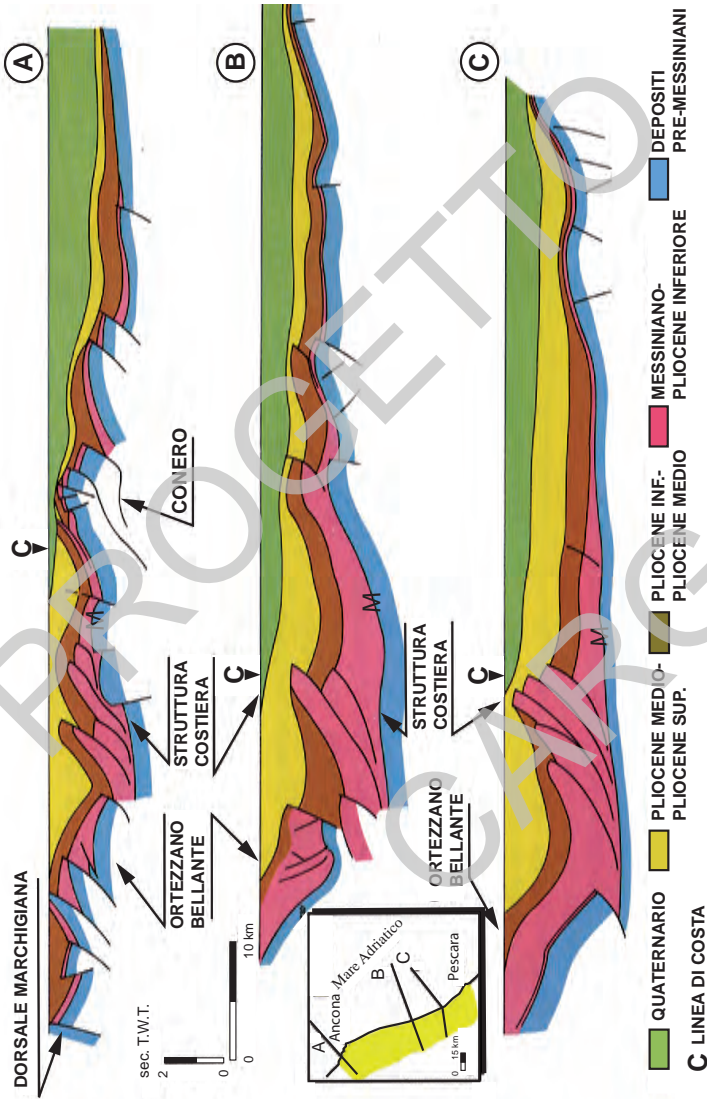


Fig. 24 – A, B e C sono tre sezioni che attraversano l'avanfossa appenninica nel tratto Marche-Abruzzo. I depositi che stanno sotto il riflettore M (Messiniano) sono evaporitici di mare basso, mentre sopra il riflettore M sono depositate evaporiti risedimentate. I quattro stadi evolutivi dell'avanfossa appenninica sono esemplificati dagli intervalli temporali: Messiniano-Pliocene inferiore; Pliocene inferiore-medio; Pliocene medio-superiore; Quaternario. Parzialmente modificata da ORI et alii (1991)

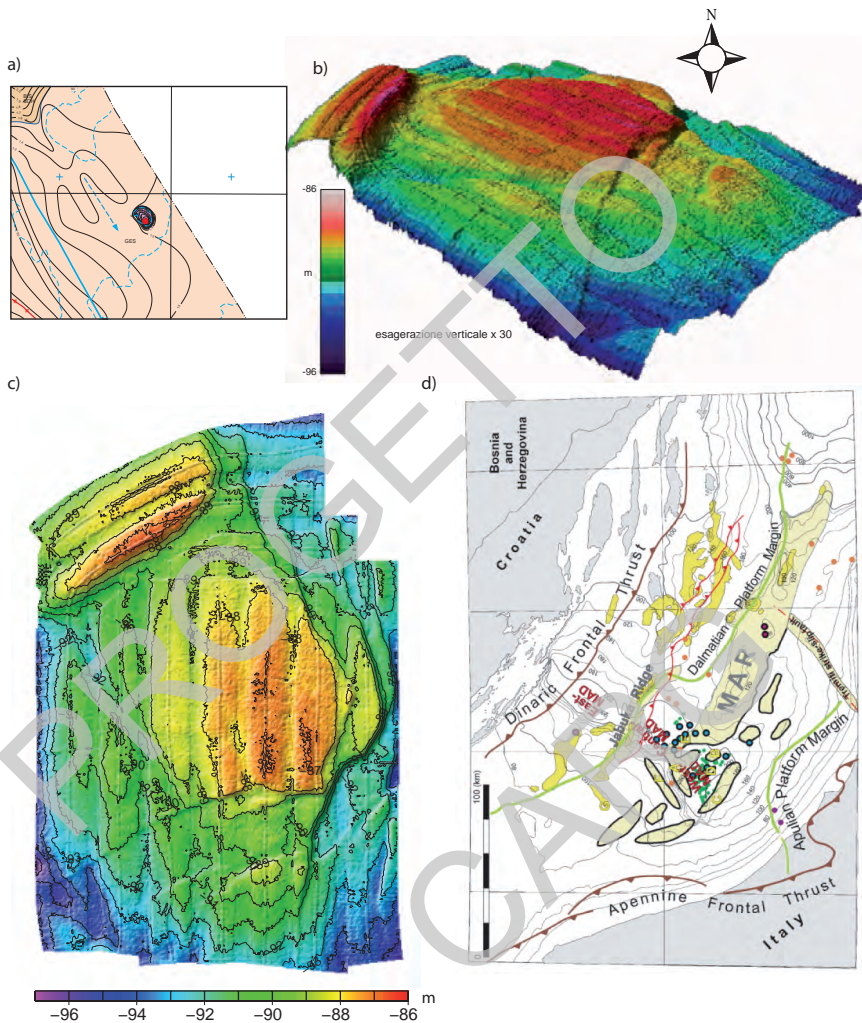


Fig. 25 – a) riquadro della CARTA PRINCIPALE del Foglio Ancona dove si evidenzia la struttura diapirica di Mizar, presente come unità affiorante sotto la base del Plio-Quaternario; b) vista 3D con esagerazione verticale 30 x della batimetria in prossimità di Mizar, acquisita durante una campagna multibeam effettuata da ISMAR-CNR nel 2007; c) morfobatimetria in vista piana della stessa porzione mostrata in Fig. 25b, dove si evidenziano stili deformativi con espressione superficiale che dislocano in senso NE-SO la struttura di Mizar; d) estensione dei depositi salini (zone gialle) in Adriatico centrale, secondo GELETTI et alii (2008).

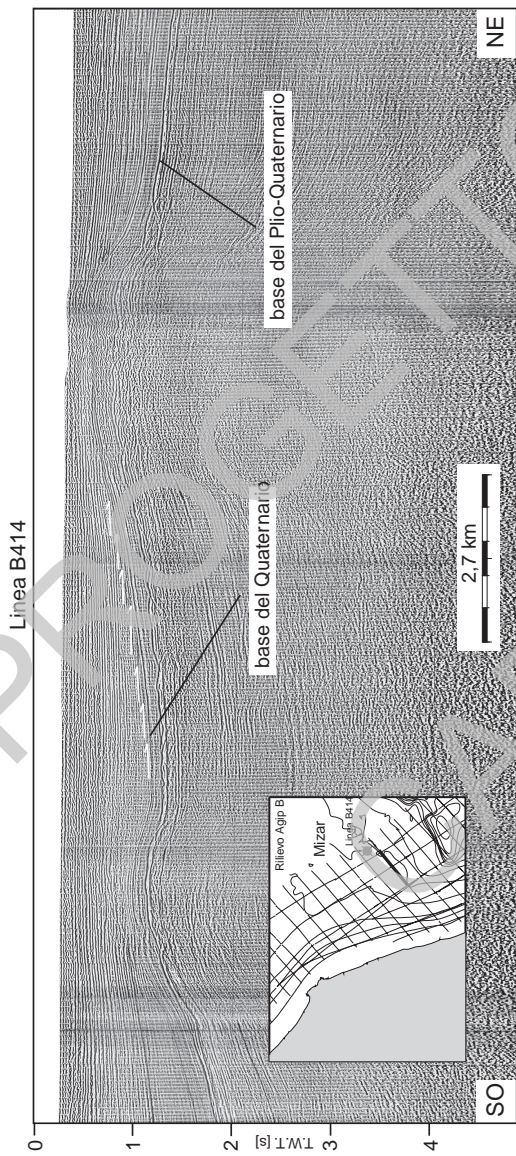


Fig. 26 – Sezione sismica appartenente al rilievo ministeriale ENI-Agip S.p.A., zona economica esclusiva B, che mostra la deformazione di avampaese nella zona attigua al pozzo petrolifero Mizar, la deformazione si esprime attraverso bande anticlinali ad ampia lunghezza d'onda che interessano la base del Plio-Quaternario.

2.2.1. - *Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche*

La successione stratigrafica riconosciuta nei pozzi, analoga a quella studiata in Appennino, è stata correlata alle unità sismostratigrafiche individuate nei profili sismici. In generale, la risoluzione del metodo sismico non consente il dettaglio dell'osservazione litologica diretta e pertanto le unità stratigrafiche sono state raggruppate in quattro grandi unità sismostratigrafiche. L'unità **a** comprende i sedimenti ed eventualmente il basamento posto al di sotto dei carbonati della Dolomia Principale (Norico). La definizione sismica di questa unità è qualitativamente molto scarsa, come evidenziato dall'assenza di riflettori nelle sezioni geosismiche, tranne nel caso dei profili sismici a scala crostale acquisiti nel progetto CROP che risolvono alcuni riflettori nel basamento. L'unità **b** comprende tutta la successione che va dalla Dolomia Principale alla base della successione plio-quadernaria. Si tratta sostanzialmente delle unità carbonatiche del margine continentale passivo e della porzione marnosa che rappresenta la deposizione distale delle avanfosse terziarie. L'unità **c** rappresenta i sedimenti pliocenici che caratterizzano l'avanfossa appenninica e la rampa verso l'avampaese adriatico. L'unità **d** è composta dai sedimenti quadernari che colmano il bacino di avanfossa/avampaese. Il limite fra l'unità **c** e l'unità **b** è stato tracciato con l'ausilio dei pozzi, ma corrisponde anche ad un riflettore, particolarmente evidente e continuo nei profili sismici, che rappresenta la base del Plio-Quadernario.

2.2.2. - *Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene*

Nella carta principale sono rappresentate le unità affioranti al di sotto della base del Pliocene e le curve di livello isocrone (in tempi doppi) della base della successione plio-quadernaria. La superficie di base della successione plio-quadernaria e l'orizzonte che marca la base della successione post-evaporitica sono coincidenti in quasi tutto il Foglio NK33-1/2 Ancona. Le unità post-evaporitiche di età messiniana sono presenti solo in una ristretta fascia prospiciente la costa, che prosegue nel Foglio NL33-10 Ravenna. Nell'avampaese indeformato il carattere erosivo del riflettore della base del Plio-Quadernario (a scala regionale) o riflettore M (post-evaporitico a scala locale come è stato indicato nella carta accessoria CARTA DELLE ISOCRONE DELLA BASE DELLA SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA nel Foglio NL33-10 Ravenna) è molto evidente, ma verso ovest il carattere erosivo si trasforma in una *conformity*. Ciò significa che esiste un'equivalenza tra il riflettore messiniano nell'Adriatico e la superficie di discontinuità intra-messiniana a terra. Questa superficie di discontinuità intra-

messiniana coincide con la fase di acme della crisi di salinità e marca una fase di sovrascorrimento forte che causò la formazione di un nuovo depocentro di avanfossa lungo la Catena Costiera attuale e portò al basculamento verso l'orogene della rampa interna dell'avampaese che condusse al collasso generalizzato delle evaporiti primarie (ROVERI *et alii*, 2005). Fino a non molto tempo fa i depositi evaporitici risedimentati, che caratterizzano i contesti deposizionali più profondi nei bacini mediterranei, erano considerati coevi delle evaporiti primarie costituite in prevalenza da gessi selenitici massivi. In realtà le evaporiti risedimentate sono separate da quelle primarie dalla discontinuità intra-Messiniana, una superficie chiave sviluppatasi a partire da 5,61 Ma e che marca l'inizio della fase parossistica della crisi di salinità, dopo un primo stadio (compreso tra 5,96 e 5,61 Ma) caratterizzato da precipitazione di evaporiti primarie esclusivamente all'interno di piccoli bacini con acque relativamente poco profonde. La fase parossistica avrebbe avuto una durata molto breve, inferiore a 50 ka. 5,42 Ma fa sarebbe iniziata una fase di progressiva diluizione delle acque superficiali dei bacini mediterranei fino allo sviluppo di ambienti ipoalini, prima del ritorno a condizioni normali nel Mediterraneo con la trasgressione finale dello Zancleano e la riapertura della connessione con l'Atlantico avvenuta a 5,33 Ma (ROVERI *et alii*, 2008).

La Formazione Gessoso-solfifera, che si trova in affioramento sotto il Plio-Quaternario in gran parte del Foglio, è caratterizzata da un'estrema eterogeneità litologica; nell'unità sono infatti comprese sia facies evaporitiche di precipitazione primaria da acque marine e non-marine, sia facies clastiche (ROVERI & MANZI, 2007; si veda la figura 27 per una proposta di quadro sinottico). Queste ultime costituiscono in molte aree successioni fisicamente distinte dai depositi primari e rappresentano localmente l'intera Formazione Gessoso-solfifera. Studi recenti suggeriscono che le evaporiti clastiche, derivanti dallo smantellamento e accumulo di evaporiti primarie in bacini relativamente profondi attraverso processi gravitativi, poggino sulla discontinuità intra-messiniana, risultando quindi più recenti delle evaporiti primarie (MANZI *et alii*, 2005).

2.3. - CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

Le carte principali contengono le seguenti informazioni:

- a) Le isobate in metri, rappresentate con un intervallo di profondità di 10 m.
- b) L'ubicazione dei pozzi per l'esplorazione petrolifera con indicazione della profondità raggiunta e una sigla di identificazione; i nomi dei pozzi sono riportati in Appendice 1.
- c) Gli spessori della successione plio-quadernaria, fra il fondo marino e la base della successione stessa, rappresentate dalle isocronopache in tempi doppi.

d) Gli elementi strutturali che interessano la superficie che delimita la base del Plio-Quaternario. Le strutture rappresentate sono in prevalenza assi di anticlinale, la cui individuazione risulta meno ambigua di quella dei sovrascorrimenti ai quali le pieghe sono associate.

e) Sovrascorrimenti e faglie estensionali sono state rappresentate quando è evidente la dislocazione del riflettore corrispondente alla base del Pliocene.

Ciglio di piattaforma

f) Gli assi delle valli formatesi per erosione subaerea durante il Messiniano, risalenti alle ultime fasi dell'abbassamento del livello marino (Fig. 22).

g) La mappa delle unità stratigrafiche affioranti sotto la base della successione plio-quaternaria, di cui sono rappresentati i limiti e l'estensione.

h) Il ciglio sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.

Le unità affioranti sotto la base del Pliocene, soprattutto quelle messiniane (*Formazione Gessoso-solfifera*) e mioceniche *l.s.* che derivano dal disfacimento della catena (*Bisciaro* e *Schlier*) sono in genere di spessore estremamente limitato e non sono sempre risolvibili nelle sezioni sismiche. La loro estensione è stata cartografata utilizzando principalmente i dati stratigrafici dei pozzi per l'esplorazione e valutando, tentando di quantificarle, le evidenze di erosione sui profili sismici. Nelle interpretazioni sismostratigrafiche dei profili sismici regionali, le unità affioranti sotto la base del Pliocene sono state esagerate nel loro spessore per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sotto-affioramento. Le unità affioranti al di sotto della successione plio-quaternaria sono costituite da varie unità di età differenti che verranno illustrate nel dettaglio più avanti.

I motivi strutturali della zona in esame sono sintetizzati nella carta principale e nell'interpretazione sismostratigrafica schematica dei profili sismici regionali. I profili sismici disponibili non hanno la sufficiente risoluzione per evidenziare lo stile deformativo distensivo che ha portato alla formazione del margine passivo adriatico; essi permettono invece di ricostruire l'assetto strutturale determinato dalla contrazione associata alla formazione della catena appenninica. Questa deformazione si esplica attraverso pieghe associate a faglie. Sui profili sismici la posizione delle cerniere delle pieghe è sempre ben evidente e il loro asse è rappresentato nella carta principale. Oltre a questi, si osservano in modo preponderante i sovrascorrimenti e retro scorrimenti del fronte appenninico, che rendono il Foglio NK33-1/2 Ancona il più complesso dal punto di vista strutturale tra i fogli geologici marini adriatici alla scala 1:250.000. L'allineamento dei fronti consente di immaginare la parte settentrionale del *Central Adriatic Deformation Belt* (ARGNANI & FRUGONI, 1997). Il Foglio Ancona inoltre intercetta nella parte nord-orientale una porzione della piattaforma cretacea Barbara (Fig. 29), un dominio paleogeografico isolato, un vero e proprio "atollo" nella Tetide mesozoica. La piattaforma Barbara presenta in affioramento sotto la base del Plio-

Quaternario *Calcari del Cellina* e *Calcari a Nummuliti*; CASERO *et alii* (1990) riportano anche la presenza di *Calcari a Nummuliti di Peschici* in analogia con la piattaforma apula presente sul versante occidentale dell'Adriatico, a testimoniare che queste piattaforme un tempo costituivano un dominio continuo. L'asse della valli erosive messiniane illustra il sistema di drenaggio che si creò durante la fase di essiccamento del Mediterraneo e un esempio di come si presentino questi canali in un profilo sismico è mostrato in figura 29.

Le unità litostratigrafiche affioranti al di sotto dei sedimenti plio-quadernari sono state suddivise in cinque gruppi come illustrato nei paragrafi seguenti.

2.3.1 – *Triassico* (**BUR**)

Alternanza di anidriti, dolomie e dolomie calcaree (*Anidriti di Burano* - **BUR**, Triassico). In subordine sono presenti calcari, calcari dolomitici, marne, argilliti, argilloscisti e salgemma. La dolomitizzazione degli originari sedimenti calcarei è diagenetica precoce.

L'anidrite può essere bianca, nocciola, rosea o brunastra, è ben cristallizzata e spesso contiene sostanze argillose o bituminose diffuse o in sottilissimi livelletti. Le litofacies anidritiche sono rappresentate da laminiti solfatico-carbonatiche o da cristalli lenticolari o noduli, ed aggregati cristallini sparsi nella massa carbonatica. La dolomia può essere nocciola, brunastra o nerastra, è normalmente a grana finissima, microcristallina e contiene sottili veli di sostanze argillose e più raramente bituminose. Le Anidriti di Burano sono state riconosciute in numerosi sondaggi per la ricerca petrolifera, effettuati in Italia centrale dall'Eni-Agip S.p.A. Lo spessore delle Anidriti di Burano è molto variabile per motivi di natura tettonica; lo spessore è di almeno 1700 metri nel pozzo Foresta Umbra 1, che si trova in Gargano, ma altrove può essere ridotto anche solo a pochi centimetri. Le evaporiti appartenenti alla formazione del Burano affiorano sotto i sedimenti pliocenico-quadernari in una limitata area sub circolare posta a ovest nella carta e intercettata dal pozzo Mizar. Questo sub-affioramento è legato ad un'attività diapirica che interessa le evaporiti triassiche e che è tuttora in corso, seppur in maniera blanda, come suggerito dal sollevamento del fondo mare a forma sub-circolare che si osserva nelle morfobatimetrie di dettaglio (Fig. 25). L'erosione messiniana ha probabilmente contribuito alla venuta a giorno delle evaporiti del diapiro, sulle quali poggiano in discordanza le argille neritiche del Pliocene inferiore. Il diapiro intercettato dal pozzo Mizar si colloca nella fascia di avampaese deformato che, con direzione NO-SE, prosegue estesamente nel Foglio NK33-5 Pescara (Fig. 26). E' pertanto verosimile che la tettonica che ha prodotto il sistema di pieghe centro-adriatico abbia innescato anche la tettonica diapirica che si manifesta nell'area del pozzo Mizar.

2.3.2 – Cretaceo - Paleogene (CEL, NUM)

Sedimenti comprendenti essenzialmente depositi di piattaforma carbonatica di mare basso e rappresentati da calcari marnosi di piattaforma interna (*Calcari del Cellina* - **CEL**, Barremiano - Cenomaniano) e calcareniti a prevalenti nummuliti (*Calcari a Nummuliti* - **NUM**, Paleocene - Eocene medio), separati da una superficie erosiva dovuta ad emersione di età cretacea superiore e parzialmente paleocenica. Questi sedimenti sub-affiorano in una limitata porzione nord-orientale della carta nella piattaforma Barbara (Fig. 28), circondati da sedimenti appartenenti al Bisciario e allo Schlier.

2.3.3 – Miocene indifferenziato (BIS, SCH)

Sedimenti miocenici (pre-evaporitici) indifferenziati, raggruppabili nel *Bisciario* (**BIS**) e nello *Schlier* (**SCH**). Questi depositi sono costituiti da marne grigio-verdi-brunastre talora passanti a calcari marnosi depositati nelle piattaforme esterne, nelle scarpate e nelle parti distali dei bacini torbidity coevi posti più ad occidente. I sedimenti di questo gruppo affiorano, al di sotto della base del Plio-Quaternario, in alcune porzioni orientali del Foglio, a testimonianza che quest'area fu soggetta ad erosione durante l'abbassamento del mare nel Messiniano.

2.3.4 – Messiniano evaporitico (GES)

Evaporiti attribuibili alla *Formazione Gessoso-solfifera* (**GES**) e costituite da banchi di gesso intercalati a marne e sottili livelli calcarei. Questa unità rappresenta la sedimentazione in bacini a circolazione ristretta durante l'abbassamento del livello marino durante il Messiniano. Per quanto attiene ai bacini dell'area padano-adriatica (Bacino Terziario Piemontese, bacini del sistema di avanfossa appennica, sottosuolo della pianura padana e del mare Adriatico, Bacino della Laga, aree di avampaese della Maiella e dell'Appennino Dauno) ROVERI & MANZI (2007) suggeriscono di istituire, per le successioni precedentemente attribuite alla Formazione Gessoso-solfifera, due nuove unità: la formazione della Vena del Gesso (per le evaporiti primarie, prevalentemente selenitiche) e la formazione di Sapigno (per le evaporiti clastiche risedimentate). Si veda la figura 27 per un quadro sinottico.

Come si evince dalle stratigrafie dei pozzi, le evaporiti messiniane affiorano estesamente nel foglio, sotto il Pliocene, seppur con spessori relativamente ridotti. Nelle porzioni orientali del foglio le evaporiti messiniane sono spesso assenti,

probabilmente a causa dell'erosione messiniana, che era più intensa in posizione di rampa esterna/avampaese.

2.3.5. – *Messiniano post-evaporitico (FUS, FCO)*

Unità comprendenti la *Formazione di Fusignano (FUS)* e la *Formazione a Colombacci (FCO)* che si depositano nel bacino adriatico-padano durante il Messiniano post-evaporitico (Fig. 27). La Formazione di Fusignano costituisce il riempimento torbiditico delle parti centrali e più subsidenti del bacino e consiste in alternanze di spessi banchi arenacei, livelli conglomeratici ed intercalazioni argillose. La Formazione a Colombacci occupa invece le parti marginali del bacino, caratterizzate da un ambiente lagunare-salmastro. Sono costituite da argille variegata intercalate a rari livelli sabbioso-siltosi e orizzonti marnoso-calcarei evaporitici tipo "Colombacci". Le associazioni faunistiche sono tipiche di acque salmastre o dolci. Questi sedimenti, che affiorano al disotto della base del Plio-Quaternario, sono presenti solo in una piccola porzione nord-occidentale del foglio, in prossimità della attuale linea di costa.

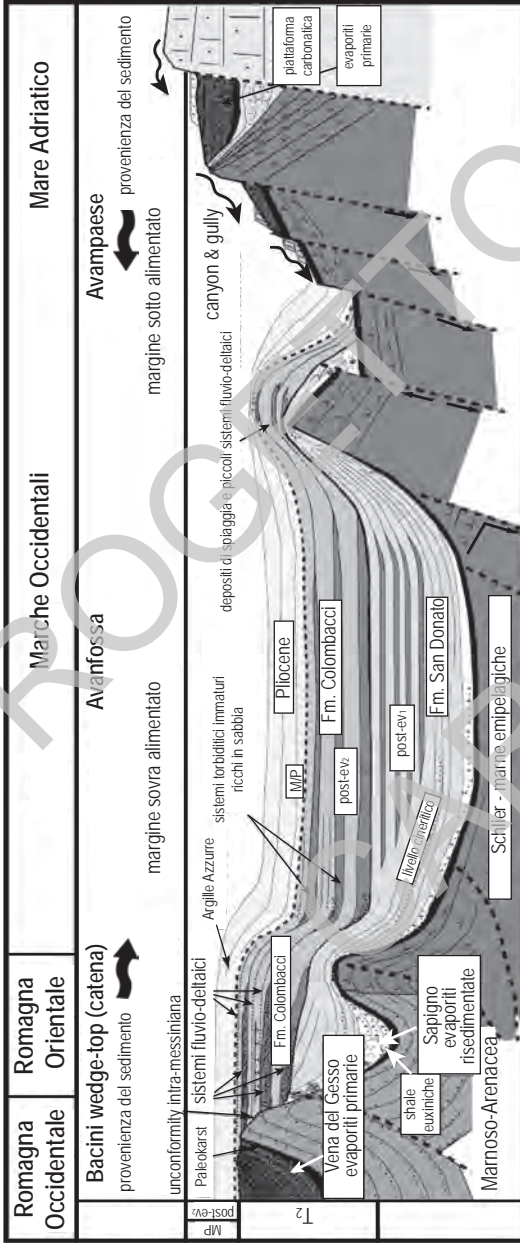


Fig. 27 – Proposta di modello geologico-stratigrafico per il Messiniano nel sistema di avanfossa appenninica. Modificato da ROVERT et alii (2005).

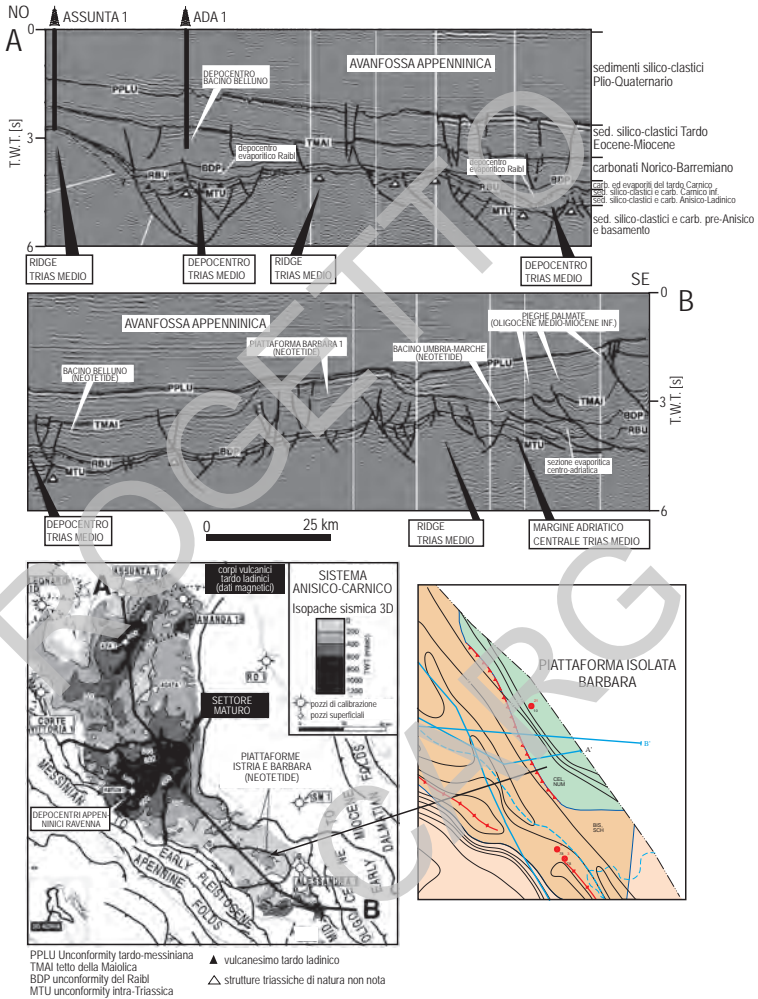


Fig. 28 – Profilo sismico 3D lungo i depocentri triassici e le piattaforme mesozoiche dell'Adriatico settentrionale e centrale. Viene intercettata dal profilo AB anche la piattaforma Barbara, parte della quale è cartografata nel Foglio NK33-1/2 Ancona, come riportato nel piccolo riquadro a destra. Le isocronache si riferiscono all'intervallo tra una unconformity triassica (di importanza esplorativa) e la base della Dolomia Principale. Modificata da FRANCIOSI & VIGNOLO (2002).

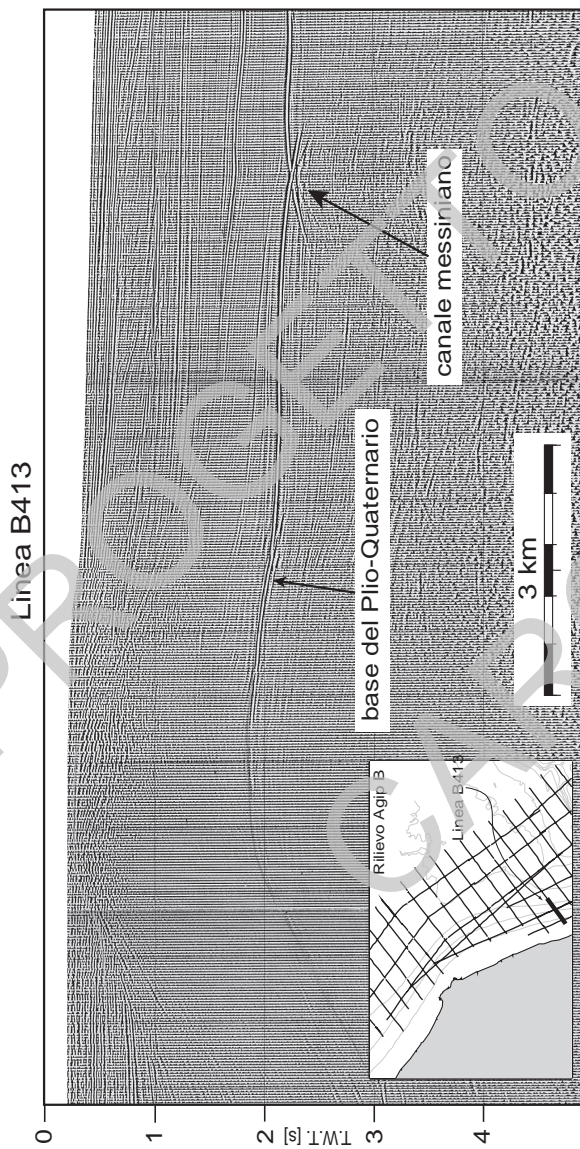


Fig. 29 – Profilo sismico appartenente al rilievo Agip S.p.A., zona minerale B, che intercetta la zona dei fronti appenninici marchigiani meridionali e una valle erosiva del Messiniano, così come cartografata nella CARTA PRINCIPALE.

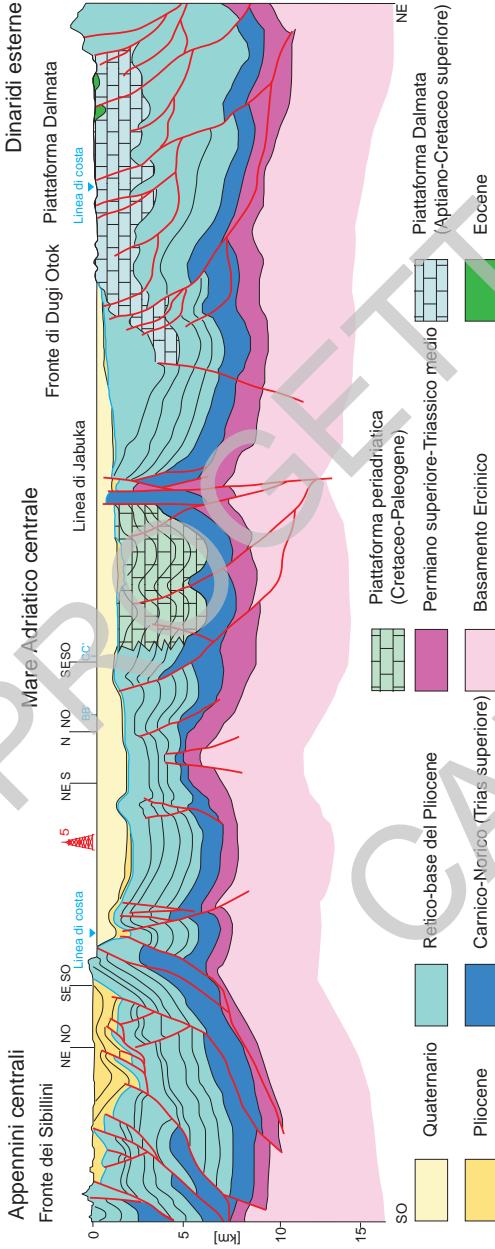


Fig. 30 – Sezione regionale che illustra la geometria del bacino adriatico in una sezione che va dagli Appennini centrali alle Dinaridi, per la sua ubicazione si veda la Fig. 32 (linea Agip 6). Questa sezione è stata parzialmente utilizzata come profilo AA' per la realizzazione del Foglio NK33-1/2 Ancona, qui è presentata nella sua interezza. Si noti la risalita dei sali triassici presso l'allineamento di Jabuka, come descritto più approfonditamente nel testo. Modificata da FANTONI & FRANCIOSI (2008a).

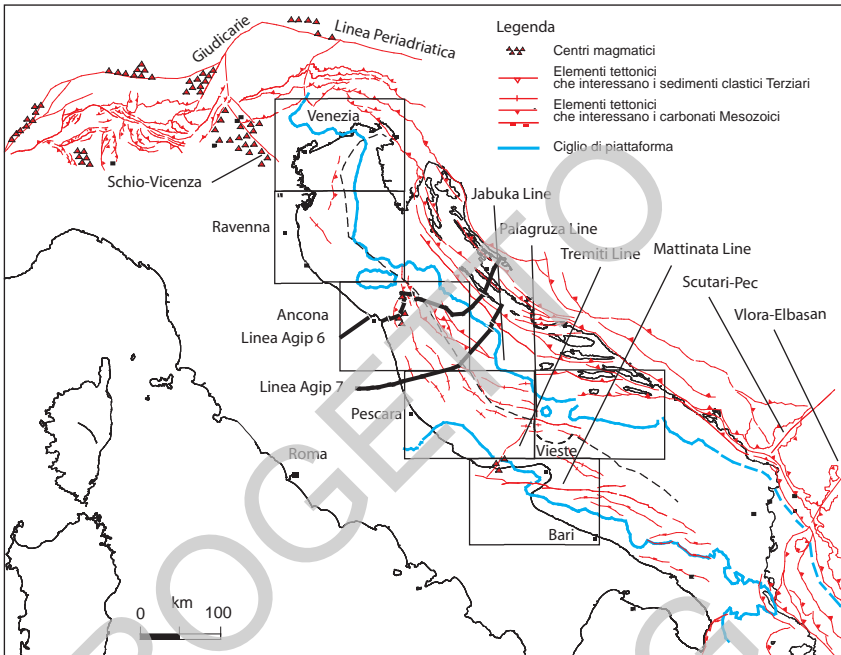


Fig. 31— Ubicazione di due sezioni regionali discusse nel testo e proposte in Fig. 5 e in Fig. 31. Sono inoltre indicate le strutture principali dell'Adriatico, delle Dinaridi e del Sud Alpino, il ciglio della piattaforma mesozoica è rappresentato dalla spessa linea blu. I riquadri indicano i 6 fogli della cartografia geologica dei mari italiani a scala 1:250.000 che sono stati redatti per l'Adriatico dall'Istituto di Scienze Marine, UOS di Bologna. Modificata e semplificata da FANTONI & FRANCIOSI (2008a).

2.4. - DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI

Le interpretazioni sismostratigrafiche dei profili geologici regionali sono state costruite utilizzando i profili sismici integrati con i dati stratigrafici derivanti dai pozzi per esplorazione. L'interpretazione dei profili sismici è stata mantenuta conservativa e l'asse verticale della sezione geologica è stato rappresentato in tempi doppi, come nei profili sismici. Solo nel caso del profilo A-A' è stata utilizzata una scala verticale in km, mantenuta dall'originaria versione del profilo, cortesemente fornito dall'Eni S.p.A. La figura 30 mostra la sezione regionale completa, il profilo AA' è stato tagliato nell'area del Foglio NK33-1/2 Ancona. La scala orizzontale è conforme a quella della carta principale. La posizione degli incroci fra le sezioni e la localizzazione dei pozzi sono riportate nelle sezioni. Le unità mioceniche di ridotto spessore (BIS, SCH, GES) affioranti sotto alla base del Pliocene sono state esagerate nella loro dimensione verticale per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sottofondo. Allo stesso modo sono state rappresentate le altre unità sub-affioranti alla base del Pliocene, esse rappresentano generalmente un intervallo temporale più ampio come quello Cretaceo-Paleogene (CEL, NUM), ma hanno il medesimo significato deposizionale.

Il profilo A-A' è orientato approssimativamente SO-NE, seppur con articolate segmentazioni, attraversa l'intero foglio, comprendendo anche una parte dell'entroterra marchigiano. In questo profilo la scala verticale è espressa in km. La catena emersa mostra una struttura a embrici con sovrascorrimenti che coinvolgono forti spessori di copertura e talora di basamento, con gli scollamenti principali che si collocano all'interno dell'unità sismostratigrafica che comprende le Anidriti di Burano e il suo basamento. I sovrascorrimenti principali mostrano *splays* minori nelle parti più superficiali, che interessano anche la copertura pliocenica. Nella parte a mare la deformazione assume un carattere differente, con blande pieghe che interessano la copertura mesozoica e che si riflettono anche sulla carta strutturale della base della successione plio-quadernaria. Le pieghe appaiono legate a faglie con angoli relativamente alti che si radicano in profondità, quantomeno all'interno della unità sismostratigrafica basale. E' tuttavia possibile che sia presente uno scollamento posto verso la base della successione sedimentaria, dove sono localizzate le unità evaporitiche, che controlli questa deformazione con ampie pieghe (Fig. 23b). Si potrebbe trattare, in tal caso di un fronte deformativo a "low strain" (*sensu* MORLEY, 1986) che si spinge nell'avampaese adriatico. Il ridotto spessore dei sedimenti di avanfossa che caratterizza questo settore dell'Adriatico, e che lo differenzia dai settori settentrionali (avanfossa padana) e centrali (avanfossa di Pescara), può essere visto come un indizio di questa deformazione distale e diffusa, che produce zone di alto relativo già durante il Pliocene. Le faglie inverse immergenti verso est che

sono presenti nella parte orientale del profilo possono rappresentare i fronti più esterni della catena dinarica; la loro attività ha comunque riflessi molto blandi sulla superficie che marca la base della successione plio-quadernaria. Nella sua estremità orientale il profilo intercetta il margine di piattaforma carbonatica che si estende ulteriormente verso le coste dalmate.

Il profilo B-B' è orientato NO-SE e attraversa l'angolo nord-orientale della mappa. Nella sua porzione orientale intercetta i possibili fronti esterni della catena Dinarica, sostanzialmente sigillati sotto la base della successione plio-quadernaria. L'andamento dell'orizzonte che marca il tetto della Maiolica illustra la geometria cuneiforme dei sedimenti oligo-miocenici dell'avanfossa dinarica. Nell'unità superiore è indicato il sistema di progradazioni del Quaternario.

Il profilo C-C' è orientato NNO-SSE e attraversa il foglio percorrendo la parte distale del sistema avanfossa/avampaese. Le blande ondulazioni presenti alla base dell'unità b riflettono verosimilmente la tettonica estensionale che ha caratterizzato il margine meridionale della Tetide, mentre la superficie che marca la base della successione plio-quadernaria è praticamente indisturbata, mostrando soltanto una lieve pendenza verso nord. I sedimenti plio-quadernari sono presenti con spessori relativamente ridotti, e nella parte settentrionale sono visibili i clinoforni della progradazione quaternaria.

2.5. – DESCRIZIONE DEI RIQUADRI

I riquadri sintetizzano sottoinsiemi di informazioni derivate dai dati disponibili. La scala di rappresentazione varia da 1 : 1.000.000 a 1 : 2.000.000 a seconda delle caratteristiche cartografate. I contenuti dei riquadri vengono brevemente riassunti, ad eccezione del riquadro INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE che è trattato nel capitolo specifico, anche se le informazioni presentate vengono utilizzate ampiamente in altri capitoli delle Note Illustrative.

2.5.1. – Ubicazione delle linee sismiche

Nei riquadri del foglio NK 33-1/2 Ancona sono riportate le linee sismiche acquisite dall'ISMAR-CNR, le linee CROP e le linee Ministeriali (Zona B) acquisite dall'ENI-Agip S.p.A.

2.5.2. – Gravimetria – Magnetometria

Le anomalie gravimetriche sono tratte dalla Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1 : 1.250.000 a cura di FERRI *et alii* (2005), e sono state integrate da alcuni dati confidenziali forniti da Eni-Agip S.p.A. Le anomalie magnetiche dei due riquadri sono frutto della revisione della carta delle anomalie aeromagnetiche d'Italia compilata a cura di CARATORI TONTINI *et alii* (2004).

Le anomalie gravimetriche mostrano valori negativi con un trend di aumento verso la parte interna della catena. Le anomalie magnetiche mostrano un massimo positivo in corrispondenza del basamento del Monte Conero, che evidentemente risulta rialzato in questo settore.

2.5.3. – Diagramma cronostratigrafico

Il diagramma cronostratigrafico illustra i rapporti laterali tra le unità, derivati dalla stratigrafia dei pozzi e dalle geometrie osservate nei profili sismici. Sono indicate inoltre la presenza delle discontinuità principali, la litologia e il nome formazionale. La suddivisione cronostratigrafica, evidenziata in colore, segue la scala di riferimento indicata nella Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni (COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 2001). Le unità sismostratigrafiche utilizzate nell'interpretazione dei profili sismici sono indicate di lato per correlazione. I dati delle stratigrafie dei pozzi mostrano una predominante sedimentazione carbonatica dal Triassico sino all'Eocene. Nell'area del foglio la sedimentazione di piattaforma carbonatica mesozoica passa a depositi bacinali nel Giurassico, con la sola eccezione di una piccola porzione posta a NE, dove è mantenuta la sedimentazione di mare basso fino al Paleogene. Dall'Oligocene al Miocene, si registra un aumento dell'apporto clastico legato alla formazione dei rilievi nelle catene adiacenti. L'abbassamento del livello del mare e le condizioni marine ristrette del Messiniano portano alla deposizione di evaporiti gessose e promuovono estese erosioni. Successivamente, col ristabilirsi delle condizioni marine normali, riprende una sedimentazione clastica data principalmente da argille e silt che porta al riempimento dell'avanfossa appenninica, che nell'area di questo foglio è poco sviluppata.

2.5.4. – Schema tettonostratigrafico

Lo schema rappresenta una sezione ideale, che attraversa l'area in direzione O-E e S-N, e illustra i rapporti fra unità che sono state raggruppate in insiemi

tettonicamente omogenei. La successione di margine passivo mostra l'annegamento della piattaforma carbonatica triassico-giurassica e il successivo sviluppo del dominio bacinale pelagico, con una parte di piattaforma carbonatica che persiste sino al Paleogene. Dall'Oligocene iniziano a depositarsi sedimenti di rampa esterna/avampaese relativi al sistema appenninico, e successivamente, dal Pliocene i sedimenti più marcatamente clastici dell'avanfossa. Lo schema indica anche la presenza di una deformazione di avampaese, data da ampie pieghe aperte, che può essere legata a riattivazioni di pre-esistenti faglie estensionali mesozoiche.

2.5.5. – Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario

Questa carta riporta la sismicità strumentale e storica italiana secondo quanto registrato dalla rete sismica nazionale allestita dall'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) nel periodo 1981-2002 (catalogo CSI 1.1, CASTELLO *et alii*, 2006), e il catalogo parametrico dei terremoti avvenuti in epoca storica tra il 217 a.C. e il 2002 (estratti per questa mappa solo fino al 1980; catalogo CPTI04, GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004). La magnitudo utilizzata è in scala logaritmica a partire dal momento sismico (cioè il prodotto dell'area della frattura per lo spostamento della faglia, per la resistenza massima alla rottura della roccia), grazie alla tecnica di inversione del tensore momento. Per il periodo dal Mondo Antico al 1980 è stata ricavata dalla magnitudo media, mentre per il periodo 1981-2002, è stato adottato il valore di inversione del tensore momento, secondo la tecnica detta CMT. I meccanismi focali sono quelli dei cataloghi internazionali fruibili in rete: il data base italiano CMT dell'INGV, con eventi dal 1977 al presente (PONDRELLI *et alii*, 2006), il database INGV MedNet (eventi registrati tra il 2002 e il 2006) che è una rete di stazioni sismiche a larga banda installate nei Paesi che circondano il Mediterraneo e gestita dall'INGV in collaborazione con molti istituti geofisici. Altri meccanismi focali sono stati ripresi dalla letteratura (RIGUZZI *et alii*, 1989). Una compilazione analoga a questa è fruibile su distribuzione CD-ROM ad opera di VANNUCCI & GASPERINI (2004). Nella carta sono inoltre riportate le strutture che risultano essere attive alla base della successione quaternaria, i cui spessori sono riportati nella Carta delle Isocrone degli Spessori del Quaternario.

La sismicità nel Foglio è relativamente limitata, soprattutto per quanto riguarda le registrazioni strumentali, che sono le più attendibili come ubicazione. E' tuttavia presente un *cluster* di eventi sismici in prossimità della località di Porto S. Giorgio, vicino a costa, che è caratterizzato da terremoti con meccanismo focale compressivo ed assi dei piani di faglia paralleli alle strutture plicative, poste al fronte della catena, che si rinvengono a mare. Una blanda attività sismica, sempre di crattere compressivo si riscontra anche lungo la fascia di pieghe a direzione

NO-SE che prosegue, più sviluppata, nel Foglio NK 33-5 Pescara. Va sottolineato che la sismicità in questa fascia è caratterizzata da ipocentri nell'ordine dei 10-30 km. Questa evidenza porta a interpretare le pieghe di questa fascia, soprattutto nella parte meridionale del foglio, che è più lontana dal fronte della catena, come dovuta a una tettonica di avampaese, piuttosto che come un fronte esterno della catena (es., SCROCCA, 2006).

2.5.6. – *Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario*

La carta che rappresenta gli spessori della successione quaternaria mostra chiaramente il controllo delle strutture tettoniche principali sulla distribuzione degli spessori dei sedimenti. Nella zona da Ancona verso nord lo spessore dei sedimenti quaternari è molto ridotto per la presenza degli alti strutturali legati ai fronti appenninici che in questo settore sono particolarmente sviluppati, delimitando in maniera netta il passaggio fra catena e avanfossa (Fig. 23b). Un'altra area a ridotto spessore è legata alla fascia delle pieghe centro-adriatiche. In generale, comunque, lo spessore dei sedimenti quaternari non è mai particolarmente elevato, e si sviluppa maggiormente verso il centro dell'Adriatico, in accordo con alcuni modelli che vedono un rilascio flessurale della litosfera adriatica nel Quaternario, a seguito di una riduzione del carico profondo della catena (KRUSE & ROYDEN, 1994).

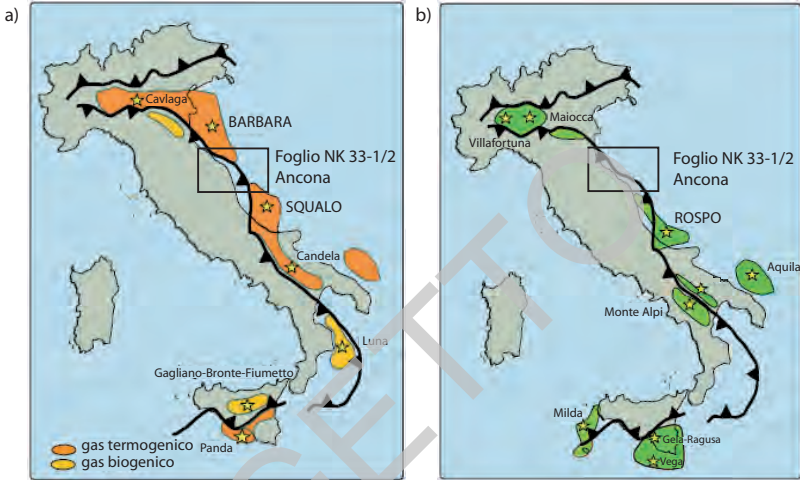
VII - ASPETTI APPLICATIVI

1. - IDROCARBURI

Le possibilità di sfruttamento petrolifero in Italia si possono classificare in tre domini principali: 1) il gas biogenico che si trova nelle avanfosse Plio-Quaternarie, 2) il gas termogenico che si trova nelle avanfosse terrigene terziarie, 3) petrolio e gas termogenico formati nei carbonati mesozoici. Nessuno di questi tre domini interessa interamente l'area del Foglio NK 33-1/2 Ancona.

I campi a gas biogenico sono piuttosto diffusi in Pianura Padana e in Adriatico centrale e settentrionale, dove centinaia di siti sono in produzione. Tra questi il campo Barbara è il più grande e ricade parzialmente nel Foglio NK-33-1/2 Ancona e più diffusamente nel Foglio NL33-10 Ravenna. Anche il campo Squalo interessa solo marginalmente il Foglio NK-33-1/2 Ancona (Fig. 32 a). Le trappole per il gas sono formate per lo più da alti strutturali, rappresentati dalle anticlinali prodotte dai sovrascorrimenti nelle parti più interne dell'avanfossa, mentre nelle parti più esterne hanno la forma di blande pieghe (BERTELLO *et alii*, 2008b). Il gas termogenico giunge a maturazione in profondità solo nelle avanfosse terziarie del Sud Alpino e degli Appennini, specialmente in Calabria e Sicilia (Fig. 32 a).

I carbonati mesozoici contengono il più alto potenziale petrolifero. Le trappole sono rappresentate da strutture che si sono formate in seguito all'apertura della Tetide, alla conseguente risalita dei sali triassici e alla inversione che queste strutture hanno subito durante il Terziario. In prossimità della costa marchigiana, in particolare a sud di Ancona, giacimenti a gas e olio sono associati alle pieghe frontali della catena che interessano la piattaforma carbonatica (Fig. 32 b).



- c) Gas e petrolio termogenici } Sistema Petrolifero del Tardo Triassico/Giurassico inferiore
- } Sistema Petrolifero del Trias medio
- } Sistema Petrolifero del Cretaceo

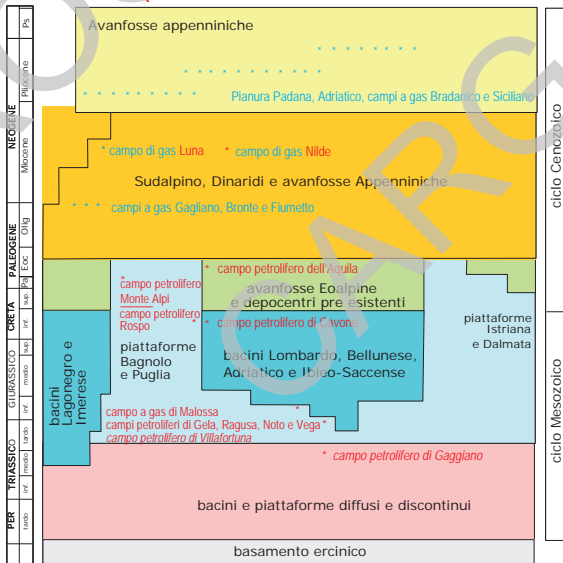


Fig. 32 – a) campi a gas biogenico (arancio) e gas termogenico nei depositi terziari (giallo) presenti sul territorio italiano e sfruttati da Eni S.p.A. b) campi a petrolio e gas termogenico presenti sul territorio italiano e sfruttati da Eni S.p.A.; (parzialmente modificata da BERTELLO et alii, 2008b); c) sintesi della presenza di idrocarburi nei diversi contesti stratigrafici italiani (BERTELLO et alii, 2008a).

2. - AFFIORAMENTO DI CALCARI METANOGENETICI

In Adriatico sono state documentate, tramite misure e osservazioni nella colonna d'acqua e nei sedimenti superficiali, evidenze di risalita di fluidi attraverso i sedimenti; in particolare la presenza di fuoriscite di gas superficiale biogenico è nota in Adriatico settentrionale e centrale (HOVLAND & CURZI, 1989; CONTI *et alii* 2002; ORANGE *et alii*, 2005; GARCIA-GARCIA *et alii*, 2007). Vi sono esempi di relazione tra espressioni superficiali di risalite di gas (nella forma di *pockmark*, *mud volcano* e *mud-carbonate mound*) con la presenza di gas e fluidi nella successione Plio-Quaternaria in corrispondenza di duomi o vaste estensioni saline triassiche (GELETTI *et alii*, 2008). La presenza di fuoriscite di idrocarburi è testimoniata anche dal rinvenimento di concrezioni carbonatiche originatesi in associazione a fuoriscite di metano. Si tratta di concrezioni carbonatiche lensoidi, prevalentemente *mudstone* e *wackestone* fossiliferi più o meno cementati. Geneticamente, questi cementi autigenici sono riconducibili alla risalita di fluidi arricchiti in metano come documentato anche dalla composizione isotopica del carbonio ($\delta^{13}\text{C}$ -34‰ PDB: TAVIANI *et alii*, 1997). Informazioni su questi carbonati metanogenetici sono riportate da COLANTONI *et alii* (1997), TAVIANI *et alii* (1997), TAVIANI (2001).

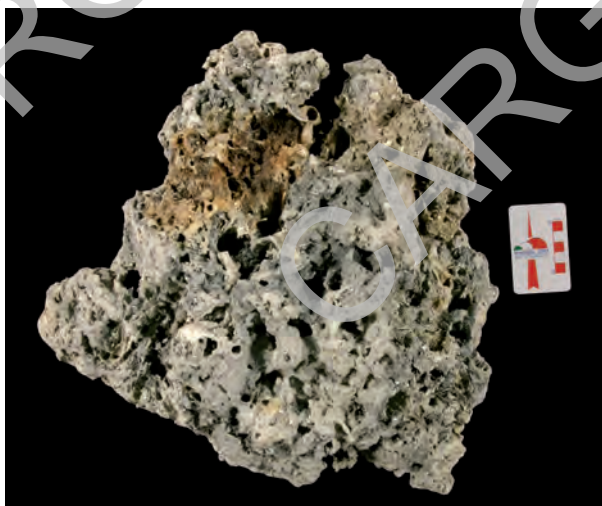


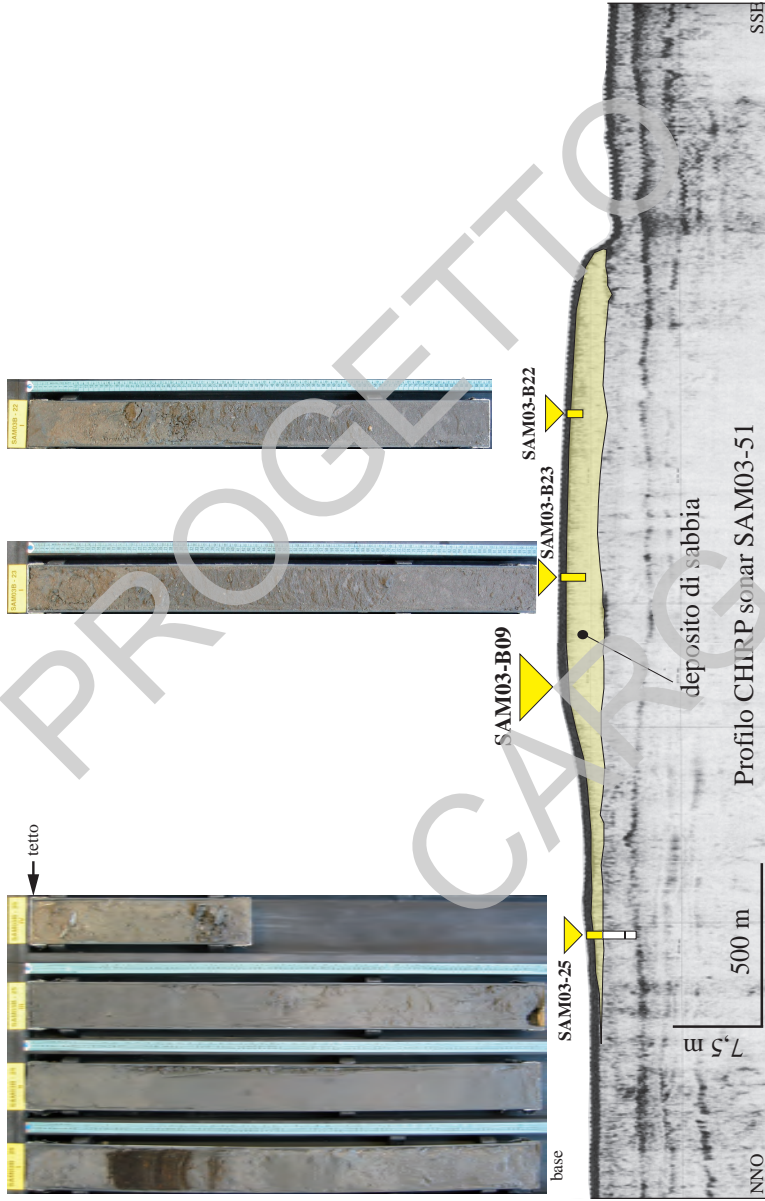
Fig. 33 - Esempio di concrezione carbonatica metanogenetica proveniente dalla piattaforma continentale adriatica a circa 90 m di profondità.

3. - RICERCA DI DEPOSITI SABBIOSI SOMMERSI PER IL RIPASCIMENTO COSTIERO E ALTRI USI INDUSTRIALI

I depositi sabbiosi presenti nella piattaforma adriatica e appartenenti al *systems tract* trasgressivo (*TST*) affiorano come accumuli discontinui di spessore e forma variabile, e rappresentano quello che resta dei depositi costieri e di spiaggia smantellati durante l'ultima trasgressione marina. La continuità laterale di questi depositi sabbiosi è funzione delle loro originali dimensioni e dell'intensità dei processi erosivi avvenuti durante la trasgressione. I corpi sabbiosi preservati sotto la superficie di rimaneggiamento marino trasgressiva (*ravinement surface*, rs, superficie rossa nello schema di figura 15) rappresentano ciò che rimane di barre litorali o scanni interposti tra il mare aperto e bacini lagunari più o meno aperti; in particolare sembrano preservate solamente le parti basali (facies subtidali) di questi apparati, mentre le parti medio-superiori (facies di battigia ed eoliche, potenzialmente quelle più grossolane in termini tessiturali) sono state erose durante la trasgressione ed i materiali riutilizzati per costituire nuovi sistemi di spiaggia (CORREGGIARI *et alii*, 2002). Questi corpi sabbiosi sono sfruttabili per il ripascimento, o altri usi industriali. Nell'area del Foglio NK 33/1-2 Ancona sono state individuate alcune zone di potenziale prelievo di sabbie nell'ambito di una collaborazione tra ISMAR-CNR e Arenaria s.r.l. (BORTOLUSSI, 2009). In base all'analisi dei profili e dei carotaggi è stato messo in evidenza un litosoma sabbioso allungato su almeno 12 km con uno spessore massimo di 4 metri. Le caratteristiche delle sabbie sono riportate in Tab. 3. L'utilizzazione delle sabbie così individuate è possibile in vari settori. Il ripascimento artificiale di spiagge in erosione rappresenta la tipologia di intervento più indicata per la protezione del litorale dall'erosione, fenomeno che affligge molti tratti delle coste adriatiche. Oltre al ripascimento delle spiagge, sabbie come quelle individuate al largo delle coste marchigiane si prestano anche ad altre utilizzazioni, dopo opportuni trattamenti, anche per altri fini compresa l'edilizia (BORTOLUSSI, 2009).

TAB. 3 - *Caratteristiche deposito sabbioso individuato nell'area in concessione a Arenaria s.r.l.*

Parametri granulometrici	Media (58 campioni)	Standard deviation
diametro medio (media grafica Mz)	0.156 mm	0.034
D50	0.154 mm	0.021
coefficiente di cernita	0.721	0.485
coefficiente di asimmetria	-0.026	0.298
limo o pelite (silt + argilla) %	5.7 %	6.1
sabbia %	94.2 %	6.1



Carota SAM03-B9

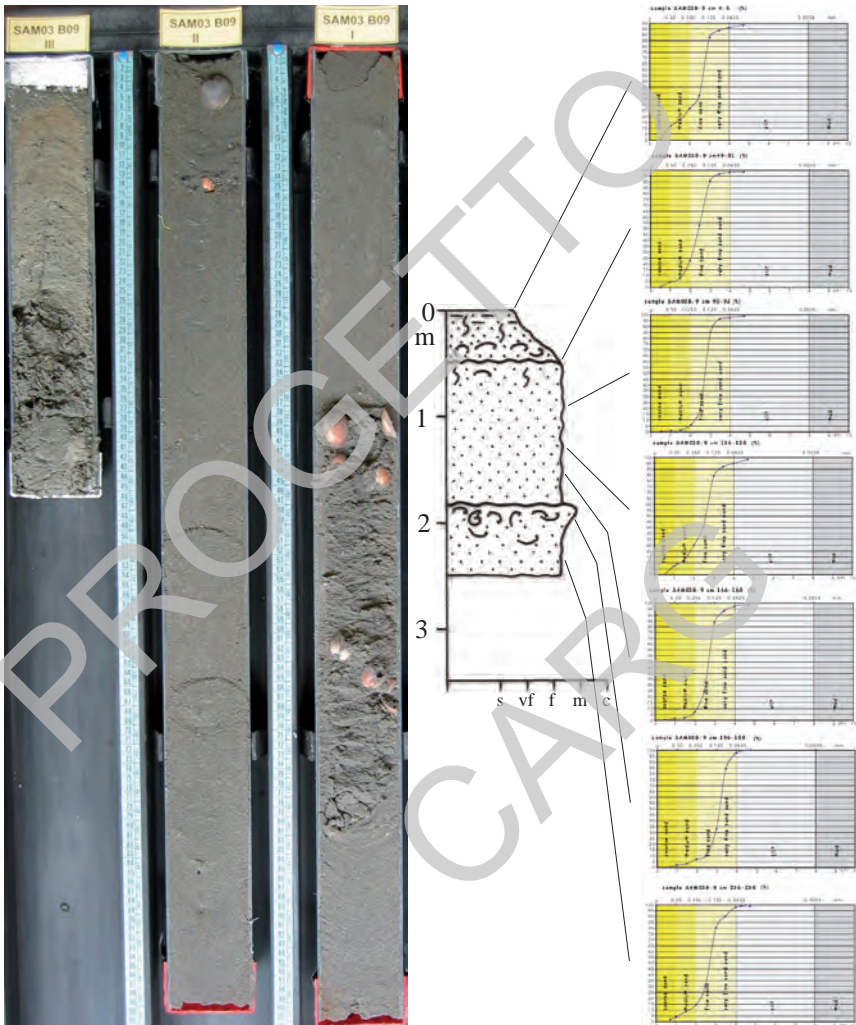


Fig. 35 - Schema litologico e sedimentologico descrittivo della carota SAM03- 09 ubicata in Fig. 34. A lato i risultati delle analisi granulometriche rappresentati da curve cumulative.

APPENDICE 1

RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI

Per la costruzione della carta geologica del sottofondo sono stati utilizzati sia dati commerciali sia dati acquisiti allo scopo dall'ISMAR-CNR di Bologna. In questa appendice sono riportati: 1) Le caratteristiche dei rilievi sismici ISMAR-CNR, CROP (dalle iniziali di **CRO**sta **P**rofonda, una convenzione tra CNR, ENI-Agip ed Enel) e dati di proprietà ENI-Agip S.p.A.; 2) Le procedure interpretative comuni per tutti gli insiemi di profili sismici; 3) L'elenco dei pozzi utilizzati e indicati nella carta principale con un numero d'ordine.

1. - CARATTERISTICHE DEL RILIEVO SISMICO ISMAR-CNR

Il grigliato dei profili sismici ISMAR-CNR è stato pianificato in funzione delle conoscenze pregresse dell'area e della copertura di dati esistenti e disponibili. Il foglio NK33-1/2 Ancona risulta omogeneamente rappresentato grazie soprattutto alla copertura regolare del rilievo ENI-Agip (vedere riquadro UBICAZIONE DELLE LINEE SISMICHE nella Carta del Sottofondo). Questo rilievo è detto comunemente ministeriale perché venne commissionato dall'allora Ministero delle Attività Produttive per investigare le acque territoriali fino a 200 m di profondità.

1.1. - ACQUISIZIONE

I rilievi di sismica a riflessione multi canale ISMAR-CNR sono stati effettuati negli anni '90, come sorgente sismica si è utilizzato un array di 2 G-I Guns, con un intervallo di sparo variabile di 25 o 50 m. La registrazione digitale si è basata su un cavo sismico Teledyne di 600 m a 24 canali con campionamento ogni millisecondo, intervallo dei gruppi di idrofoni di 25 m e una copertura di 6 o 12, valore che indica il numero di volte che un punto del sottofondo marino è stato "illuminato" dalle onde acustiche generate dagli scoppi. Il concetto di copertura sta alla base della ridondanza di informazione ottenibile con la tecnica a riflessione multicanale.

Per il rilievo CROP, condotto negli anni '90, si è utilizzato un array di airgun, costituito da 9 sub-array di 8 airgun ciascuno, con un intervallo di sparo di 50 m. La registrazione digitale si è basata su un cavo di 4500 m, con 180 canali distanziati tra loro 25 m, il campionamento ogni 4 millisecondi con una copertura di 45.

Per quanto riguarda i rilievi ENI-Agip S.p.A., zona B, effettuato verso la fine degli anni '60, è stato utilizzato un cavo di 2400 m a 24 canali con intervallo tra idrofoni di 100 m, intervallo di sparo di 100 m, un campionamento ogni 2 millisecondi, una copertura di 12.

1.2. - ELABORAZIONE

Per quanto riguarda i dati sismici ISMAR-CNR è stata applicata ai dati una sequenza di elaborazione per raggiungere, come prodotto finale, delle sezioni migrate. Questa sequenza comporta i seguenti passaggi:

i) il ricampionamento del dato sismico a 2 millisecondi, se il numero di tracce della sezione lo rende necessario;

ii) la deconvoluzione per riportare il segnale alla sua forma ideale ed aumentare la risoluzione verticale. Gli oggetti geologici che si trovano in profondità sono meno definiti di quelli che si trovano più vicini alla superficie. La risoluzione sismica è una grandezza che si misura in termini di lunghezza d'onda, intesa come il rapporto tra la velocità e la frequenza. Dal momento che la frequenza dominante del segnale sismico decresce con la profondità, essendo le frequenze alte attenuate più rapidamente, la lunghezza aumenta con la profondità anche perché la velocità aumenta, pertanto gli oggetti posti in profondità devono essere più grandi di quelli posti a livelli più superficiali per poter essere risolti correttamente. La deconvoluzione è un passaggio dell'elaborazione del segnale sismico che serve proprio a recuperare le alte frequenze, attenuare le riflessioni multiple ed equalizzare le ampiezze. Può anche essere definita come filtraggio

inverso, perché è il processo opposto a quello di convoluzione che avviene all'interno della Terra in risposta ad una forma impulsiva di energia;

iii) il raggruppamento dei sismogrammi appartenenti allo stesso punto di riflessione (*sort*). Le tracce sismiche sono inizialmente organizzate per famiglie di spari, ovvero ogni sparo viene registrato da tutti i canali presenti nel sistema di ricezione. Questa organizzazione non consente di maneggiare i dati in modo efficace, per questo si passa il dato attraverso un procedimento che è detto di *sorting*, ovvero i dati vengono "setacciati" e riorganizzati per punto medio comune. Il punto medio comune (CMP) è un termine caratteristico della sismica a riflessione multi canale, indica il punto sulla superficie che risiede a metà strada tra la sorgente e il ricevitore ed è condiviso da un certo numero di coppie sorgente-ricevitore. Lo stesso punto viene in sostanza illuminato da un numero elevato di ricevitori. E' questa ridondanza di segnale che aumenta notevolmente la qualità dei dati sismici e su cui si fonda il metodo multi canale stesso. Questo concetto è riassunto nel termine *copertura*, un numero che dipende dalla geometria di acquisizione, ne consegue che maggiore è la copertura migliore è il dato sismico;

iv) la differenza tra il tempo impiegato a raggiungere un ricevitore posto ad una certa distanza dalla sorgente ed una che invece coincide con la sorgente si chiama correzione di *normal move out* (NMO). Questa tecnica consiste nel creare delle sezioni dove si ha coincidenza geometrica tra sorgente e ricevitore. In sismica a riflessione quando la profondità degli orizzonti è più grande della massima distanza tra sorgente e ricevitore, la correzione di NMO è indipendente dalla velocità ciò vuol dire che qualunque velocità applicata, più o meno accurata, consente la somma corretta delle riflessioni;

v) l'analisi di velocità per stabilire le correzioni da applicare nella fase di *stack* (la spaziatura delle analisi della velocità influenza la qualità dello *stack* e per questo è opportuno rinfittire le analisi nelle zone strutturalmente e topograficamente più complesse);

vi) il *muting* serve per eliminare la parte del segnale non utilizzabile perché rumoroso (tipicamente onde d'aria; basse frequenze);

vii) il filtraggio variabile col tempo di percorrenza del segnale e di conseguenza con la profondità, per tenere conto dell'effetto filtro passa basso della Terra;

viii) la somma delle tracce appartenenti allo stesso punto di riflessione (*stack*) e produzione del profilo sismico elaborato;

ix) la migrazione del dato per riportare gli orizzonti sismici alla loro reale profondità e corretta geometria, consentendo un aumento della risoluzione laterale. La sismica a riflessione possiede un limite laterale, ovvero non consente la definizione precisa dei contorni degli oggetti geologici che si trovano sotto la superficie. La migrazione consente di compensare questi effetti dovuti alla natura

ondulatoria del segnale sismico, in quanto collassa i pattern di diffrazione associati alle discontinuità dei riflettori, garantendo un'immagine più definita.

2. - INTERPRETAZIONE GEOLOGICA

L'interpretazione ha come obiettivo l'identificazione delle strutture deformative presenti ed il riconoscimento delle unità sismo-stratigrafiche. Questi due aspetti sono intimamente connessi e perciò, in sede operativa, sono stati affrontati parallelamente, anche se, per convenienza di esposizione, essi saranno trattati separatamente. Allo scopo sono stati utilizzati i profili sismici ISMAR-CNR, i profili CROP e quelli acquisiti da ENI-Agip S.p.A. e le stratigrafie dei pozzi per l'esplorazione.

2.1. - INTERPRETAZIONE STRUTTURALE

Le principali strutture tettoniche che vengono identificate a seguito dell'interpretazione strutturale sono:

Pieghe: Vengono cartografati gli assi delle anticlinali e sinclinali relativi alla superficie base del Plio-Quaternario. Qualora la struttura non interessi questa superficie, la traccia dell'asse sarà riferita all'orizzonte piegato più alto.

Faglie: Vengono cartografate le faglie che dislocano la base del Plio-Quaternario. Nel caso siano presenti faglie significative che non dislocano l'orizzonte base del Plio-Quaternario, queste sono indicate in mappa con riferimento all'orizzonte dislocato stratigraficamente più alto.

Sovrascorrimenti: I sovrascorrimenti sono superfici di taglio a basso angolo spesso associate a zone d'intensa deformazione, e pertanto difficili da identificare essendo la loro immagine sismica disturbata da numerose iperboli di diffrazione. Anche in questo caso la superficie di riferimento è la base del Plio-Quaternario.

Ciglio di piattaforma: Viene cartografato il margine sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.

Assi di valli: Vengono cartografati gli assi delle valli formatesi per erosione subaerea durante le ultime fasi dell'abbassamento del livello marino.

2.2. - INTERPRETAZIONE SISMO-STRATIGRAFICA

Per l'interpretazione sismostratigrafica è stata adottata la seguente procedura:

i) ricerca delle terminazioni laterali delle riflessioni e individuazione delle superfici che demarcano i limiti delle unità sismiche; per unità sismica si intende

una successione di riflessioni relativamente concordanti limitata alla base e al tetto da superfici discordanti o dalle loro corrispettive superfici concordanti;

ii) definizione della geometria tri-dimensionale delle unità sismiche e delle discontinuità che le delimitano tramite correlazione fra i vari profili;

iii) all'interno delle unità sismiche viene analizzata la geometria delle riflessioni e il carattere delle facies sismiche sulla base della continuità e dell'ampiezza delle riflessioni;

iv) dopo questa analisi si ottiene una stratigrafia relativa fra le varie unità che vengono anche caratterizzate come unità deposizionali.

v) le unità sismo-stratigrafiche riconosciute vengono poi caratterizzate in senso lito- e crono-stratigrafico attraverso le correlazioni con le stratigrafie di pozzo, qualora queste siano disponibili.

3. - ELENCO DEI POZZI PER L'ESPLORAZIONE PETROLIFERA

N.	Nome	Coor. WGS84 - lon., lat.	Profondità del mare (m)	Profondità raggiunta (m)
1	Ancona Mare 1	13°22'25'', 43°46'34''	22,50	2286,50
2	Boheme 1	13°17'26'', 43°59'48''	51,40	1654,40
3	Carlo 1	14°13'22'', 43°42'33''	78,50	2033,00
4	Carlo 2	14°12'41'', 43°43'09''	78,00	1267,00
5	Colosseo 1	13°52'18'', 43°34'55''	52,00	1717,00
6	Conrad 1sw	13°55'25'', 43°23'17''	21,00	2664,20
7	Contessa 1	14°01'17'', 43°20'03''	54,00	2360,40
8	Cornelia 1	13°30'42'', 43°52'27''	60,00	3976,00
9	Dafne 1	13°54'04'', 43°00'11''	12,00	1613,10
10	Daniel 1	14°21'24'', 43°15'46''	82,50	4917,00
11	Dante 1	14°19'23'', 43°06'51''	90,00	1621,00
12	Ester 1	13°58'41'', 43°00'09''	18,30	832,40
13	Gabriella Mare 1	13°20'56'', 43°42'14''	13,00	2397,00
14	Gloria 1	14°06'43'', 43°21'06''	67,00	2347,00
15	Malachite 1	13°34'46'', 43°57'18''	69,00	2466,00
16	Mizar 2	14°37'48'', 43°18'18''	89,00	1949,00
17	Pesaro Mare 1	13°03'14'', 43°51'20''	12,40	1901,60
18	Pesaro Mare 3	13°16'39'', 43°54'32''	38,00	1480,60
19	Rigel Ibis	14°41'22'', 43°01'26''	126,00	2318,00
20	Rosella 1	13°51'38'', 43°30'20''	33,00	2445,00
21	Scorpena Mare 1	14°10'17'', 43°52'18''	10,00	1562,50
22	Valeria 1	14°16'36'', 43°16'23''	80,00	1167,50

PROGETTO

CARG

APPENDICE 2

ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA

1. - STAZIONI DI CAROTAGGIO ACQUISITE PER IL PROGETTO

Si riportano in Tab. 4 le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di carotaggio effettuate per il progetto cartografia nell'area del Foglio NK 33-1/2 Ancona. Il numero nella colonna di sinistra è quello che appare nella carta principale della carta superficiale. I carotaggi sono stati effettuati con diversi metodi a seconda delle litologie previste e sono stati posizionati su obiettivi definiti attraverso l'esame di profili sismici ad alta risoluzione. Le sigle relative al tipo di strumento utilizzato sono spiegate qui di seguito, profondità e lunghezza sono espresse in metri.

TAB. 4 - Carotaggi nel Foglio NK 33-1/2 Ancona, carta superficiale.

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS84	Lon E WGS84	Profondità	Lunghezza
1	CM95-33	CG 6	435810,413	130923,933	33,8	3,68
2	CM95-35	CP 12	435806,813	130930,532	34,0	4,94
3	CM95-36	SW	435805,615	130938,931	34,2	0,90
4	AN97-1	CG 4	435511,623	140511,441	73,8	0,67
5	AN97-2	CG 6	435235,007	132007,758	39,3	5,63
6	AN97-3	CG 2,8	435444,611	132310,761	52,0	2,19

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS84	Lon E WGS84	Profondità	Lunghezza
7	AN97-4	CG 2,8	435736,217	132653,964	61,8	2,80
8	AN97-7	CG 6	434511,605	134906,021	72,3	5,91
9	AN97-8	CG 4	434508,604	135510,233	75,3	4,48
10	AN97-13	CG 6	434511,602	133748,602	53,2	4,80
11	AN97-14	SW	434512,801	133749,800	53,5	1,13
12	AN97-15	CG 6	434512,801	133827,601	55,1	4,26
13	AN97-16	SW	434514,000	133827,601	55,1	1,13
14	AN97-17	CG 6	430956,850	142436,140	91,7	1,64
15	AN97-18	CG 2,8	430959,760	142608,420	88,3	0,39
16	AN97-19	CG 4	431008,910	143050,800	94,0	2,52
17	AN97-27	CP 9	430946,955	141254,106	77,6	4,65
18	AN97-28	CP 9	431503,561	140422,884	59,0	6,02
19	AN97-29	CG 6	430957,756	141236,706	76,8	5,13
20	AN97-30	CG 2,8	433516,997	142048,094	86,3	2,26
21	AN97-31	CG 4	434011,603	142020,487	80,4	2,29
22	AN97-32	CG 2,8	434011,603	142021,686	80,5	2,80
23	AN97-40	CG 4	433518,196	142012,691	86,2	2,35
24	AN97-41	CG 4	433520,597	142013,893	86,0	2,00
25	AMC99-25	CG 6	433000,062	141802,606	86,1	2,39
26	AMC99-26	CG 3	433021,007	141621,331	85,1	2,90
27	AMC99-27	CG 3	431519,011	141704,711	80,0	2,52
28	AMC99-28	CG 3	431511,651	142620,544	115,0	0,90
29	AMC99-29	CG 3	431512,613	142711,395	86,7	0,10
30	AMC99-30	CG 2,8	431501,999	144205,980	102,0	1,86
31	AMC99-31	CG 3	431518,684	143533,910	98,5	2,39
32	COS01-01	CG 6	434000,948	142339,288	81,6	3,16
33	COS01-02	CG 6	432046,410	143448,816	96,1	3,67
34	COS01-03	CG 6	432117,124	143413,488	92,3	3,10
35	COS01-06	CG 4	432430,702	143031,176	88,0	0,00
36	COS01-07	CG 1,5	432420,238	143137,974	87,8	0,50
37	COS01-08	CG 1,5	431317,664	143201,056	94,6	0,60
38	KS02-35B	BC	430040,476	140325,764	38,8	/
39	KS02-36B	BC	430026,700	135959,634	20,4	/
40	KS02-69B	BC	431123,610	135958,488	33,0	/
41	KS02-70B	BC	430934,656	140036,030	33,7	/

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS84	Lon E WGS84	Profondità	Lunghezza
42	KS02-71B	BC	430726,556	140107,734	33,5	/
43	KS02-72B	BC	430528,464	140134,818	33,1	/
44	KS02-73K	KC	430541,646	140304,932	33,3	/
45	KS02-74B	BC	430330,234	140216,776	45,3	/
46	KS02-75K	KC	430310,698	135919,122	45,4	/
47	KS02-76B	BC	431055,836	135641,398	35,1	/
48	KS02-77B	BC	430913,296	135716,662	20,5	/
49	KS02-78B	BC	430709,570	135756,958	/	/
50	KS02-79B	BC	430505,418	135844,724	20,0	/
51	KS02-80B	BC	430452,614	135709,456	20,3	/
52	KS02-81B	BC	431123,610	135958,488	20,0	/
53	KS02-82K	KC	430934,656	140036,030	20,0	/
54	KS02-83B	BC	430726,556	140107,734	17,7	/
55	KS02-124K	KC	431752,542	135340,212	19,4	/
56	KS02-125B	BC	431751,816	135339,558	19,2	/
57	KS02-126K	KC	431853,400	135717,754	31,8	/
58	KS02-127B	BC	431852,110	135718,006	30,8	/
59	KS02-128K	KC	431953,346	140051,864	52,0	/
60	KS02-129B	BC	431950,208	140050,742	51,1	/
61	KS02-130B	BC	432505,742	135435,382	31,8	/
62	KS02-131B	BC	432258,740	135542,570	32,4	/
63	KS02-132B	BC	432102,112	135624,042	31,6	/
64	KS02-133B	BC	431703,654	135800,732	32,3	/
65	KS02-134B	BC	431604,578	135424,696	19,2	/
66	KS02-135B	BC	431716,332	135125,902	15,6	/
67	KS02-136B	BC	431959,592	135247,034	19,0	/
68	KS02-137B	BC	432147,028	135203,240	19,1	/
69	KS02-138B	BC	432359,418	135119,188	19,7	/
70	KS02-219P	CP 10	435005,694	132350,790	38,3	6,40
71	KS02-220	SW	435006,438	132349,860	38,4	1,11
72	KS02-245	SW	432025,776	140248,126	58,1	1,14
73	KS02-246P	CP 10	432025,698	140249,812	58,2	7,85
74	SAM03-B03	CV 6	432422,944	142908,778	90,7	5,25
75	SAM03-B04	CV 6	432456,418	142924,030	90,5	4,25
76	SAM03-B05	CV 6	432411,118	143017,022	88,3	1,50

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS84	Lon E WGS84	Profondità	Lunghezza
77	SAM03-B06	CV 6	432501,602	143130,450	88,0	1,61
78	SAM03-B07	CV 6	432523,286	143110,722	90,0	2,15
79	SAM03-B08	CV 6	432556,250	143040,524	92,0	3,80
80	SAM03-B09	CV 6	432551,024	143245,702	88,5	2,41
81	SAM03-B10	CV 6	432445,390	143007,188	88,0	1,84
82	SAM03-B11	CV 6	432615,708	143342,390	88,0	3,35
83	SAM03-B12	CV 6	432453,940	143454,288	91,5	3,90
84	SAM03-B16	CV 6	432340,794	142925,344	90,5	3,04
85	SAM03-B17	CV 6	432326,382	143057,804	89,5	1,82
86	SAM03-B19	CV 6	432246,812	143150,460	89,8	1,20
87	SAM03-B22	CV 6	432455,344	143336,264	88,5	0,90
88	SAM03-B23	CV 6	432528,722	143315,858	87,5	1,00
89	SAM03-B25	CV 6	432626,418	143219,632	90,4	3,40
90	SAM03-B27	CV 6	43°25.88040	14°34.70970	88,0	1,14
91	SAM03-H56	CV 6	431632,730	143458,602	97,6	1,27
92	SAM03-H57	CV 6	431630,636	143628,458	96,3	2,96
93	SAM03-H58	CV 6	431757,444	143615,612	93,2	1,29
94	SAM03-L45	CV 6	431335,994	142731,470	85,5	0,88
95	SAM03-L46	CV 6	431259,964	142731,734	84,5	0,91
96	SAM03-L47	CV 6	431206,018	142732,100	84,2	0,69

Le sigle relative al tipo di strumento utilizzato sono:

CG = Carotiere a gravità (numero = lunghezza del tubo del carotiere)

CP = Carotiere a pistone (numero = lunghezza del tubo del carotiere)

CV = Carotiere a vibrazione (numero = lunghezza del tubo del carotiere)

SW = Carotiere acqua-sedimento (lunghezza tubo 1,3 m)

KC = Carotiere Kasten

BC = Box Corer

APPENDICE 3**ANALISI MICROPALÉONTOLOGICHE****1. - PREMESSA**

Per l'interpretazione dei risultati ottenuti nello studio micropaleontologico dei sedimenti dell'Adriatico è stato fatto riferimento alle informazioni sull'ecologia di foraminiferi in letteratura (si veda per una sintesi MURRAY, 2006 e SEN GUPTA, 1999) e ad alcuni modelli, in particolare a quello di JORISSEN (1987, 1988) per la distribuzione dei foraminiferi bentonici attuali in Adriatico ed a quello di VAN DER ZWAAN & JORISSEN (1991) per le associazioni bentoniche caratteristiche di piattaforme a sedimentazione fine (come la moderna "fascia dei limi" adriatica). Dal modello di distribuzione di JORISSEN (1987, 1988) per l'Adriatico (ottenuta attraverso lo studio dei sedimenti superficiali di carote e *box-cores*) si evidenzia la seguente zonazione di biofacies:

- biofacies I: è rappresentata da un'associazione dominata da specie (tra cui *Uvigerina mediterranea*, *Uvigerina peregrina*, *Cibicidoides pachyderma*, *Cassidulina laevigata carinata*, *Bulimina costata*, *Bigenerina nodosaria*, *Trifarina angulosa*, *Hyalinea balthica*, *Gyroidinoides* spp, *Sphaeroidina bulloides*) influenzate da fattori correlati con la batimetria, tra cui in particolare l'ammontare di sostanza organica (= disponibilità di cibo). Queste specie abitano sostanzialmente la parte più esterna della piattaforma e la parte superiore della scarpata (si veda anche DE STIGTER *et alii*, 1998).

- biofacies II: occupa la parte più costiera italiana (indicativamente fino a 25 metri) con sedimenti più grossolani e con generalmente un basso contenuto in sostanza organica. Le forme dominanti, caratterizzate comunque da una notevole variabilità specifica, sono *Ammonia beccarii*, *Ammonia perlucida*, *Ammonia beccarii tepida*, *Elphidium crispum*, *Elphidium gr. granosum*.
- biofacies III: è generalmente dominata da forme probabilmente epifittiche (*Asterigerinata mamilla*, *Cibicides lobatulus*, *Neoconorbina terquemi*, *Rosalina bradyi*, *Buccella granulata*, *Gavelinopsis praegeri*, *Hanzawaia boueana*, *Reussella spinulosa*) ed occupa la parte al largo della piattaforma (20-100 m nel nord adriatico, in particolare) caratterizzata da sedimenti sabbiosi. Quest'area comunque, rappresenta le cosiddette "sabbie relitte" di età pleistocenica e pertanto quest'associazione non dovrebbe essere considerata "attuale".
- biofacies IV: occupa l'area sostanzialmente corrispondente alla moderna fascia dei limi (indicativamente tra i 20 fino ad anche 80-100m di profondità), con forte accumulo di sedimento fine e conseguente accumulo di sostanza organica e scarso contenuto in ossigeno. Le forme dominanti sono: *Nonionella turgida*, *Valvulineria complanata*, *Bulimina gr. marginata*, *Melonis barleeaanum*.

Rispetto a quest'ultima biofacies, VAN DER ZWAAN & JORISSEN (1991) hanno formulato un modello dinamico di distribuzione dei foraminiferi bentonici. Come detto, le aree tipo "fascia dei limi" possono essere considerate come ambienti fortemente "stressati" con un alto contenuto in sostanza organica e soggetti a forte diminuzione del contenuto di ossigeno alla fine dell'estate, condizione che promuove la proliferazione di specie opportuniste. Tali specie sono, in particolare, *N. turgida*, che in genere si trova nella porzione più verso costa della fascia dei limi, e *V. complanata*, che sembra occupare la zona più al largo di tale fascia. I livelli più profondi del sedimento sono occupati da *B. ex gr. marginata* che, all'aumentare delle condizioni di stress, tende ad invadere i livelli più superficiali del sedimento rimpiazzando le forme più superficiali e relativamente meno resistenti (*N. turgida* e *V. complanata*). Verso costa l'associazione tipica della fascia dei limi passa alle specie appartenenti alla biofacies II, che riflette la diretta influenza dulciacquicola, e, verso il largo, dove l'influenza del fiume Po, principale fonte di sedimento fangoso nell'area, è trascurabile, ad associazioni dominate da specie tra cui *C. laevigata carinata*.

Infine è necessario ricordare, ai fini dell'interpretazione dei dati ottenuti nelle carote, l'associazione a foraminiferi caratteristica di ambienti transazionali (ambiente di tipo salmastro, laguna). Le forme tipiche di questo ambiente sono specie opportunistiche ben adattate a frequenti variazioni di parametri fisico-chimici, tra cui temperatura, salinità, pH, contenuto in carbonato di calcio. In

prima approssimazione possiamo distinguere le associazioni con forme di ambiente subtidale (*A. beccarii*, *A. beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Elphidium gunteri*) e quelli di ambiente intertidale e supratidale (*Jadammina macrescens*, *Trochammina inflata*, *Miliammina fusca*, *A. beccarii tepida*).

Per ulteriori informazioni sulle associazioni di ambiente marginale si rimanda anche a lavori di sintesi tra cui SCOTT *et alii* (2001), e per l'area mediterranea anche ad ALBANI & SERANDREI BARBERO (1982), PETRUCCI *et al.* (1983), SERANDREI *et alii* (2004), mentre per la distribuzione attuale dei foraminiferi nell'Adriatico settentrionale anche a D'ONOFRIO (1969), JORISSEN *et alii* (1992), BARMAWIDJAJA *et alii* (1992), DONNICI & SERANDREI BARBERO (2002).

2. - MATERIALI E METODI

Sono stati prelevati campioni di spessore 1 cm. Il sedimento, per quanto riguarda tutte le carote eccetto AN97-11 e AN97-31, è stato seccato in forno a 50°C e lavato attraverso un setaccio di maglia 0.063 mm. Per le carote AN97-11 e AN97-31 il sedimento è stato immerso in alcool e quindi lavato attraverso un setaccio di maglia 0.045 mm. È stata usata la maglia 0.045 mm anziché la tradizionale maglia 0.063 mm usata per i Foraminiferi perché specialmente nella carota AN97-11 era attesa la presenza espansa di ambiente marginale con possibile presenza di gusci agglutinanti fragili. Il residuo di lavaggio è stato immediatamente riposto in contenitori ed immerso in alcool etilico.

I residui sono stati esaminati sotto un microscopio ottico stereoscopico.

L'analisi micropaleontologica è stata condotta in modo sia quantitativo (carote AN97-15, CM95-33) che semiquantitativo (carote AN97-03, AN97-04, AN97-07, AN97-11, AN97-16, AN97-28, AN97-29, AN97-31) sulla microfauna planctonica che bentonica a livello specifico ed in taluni casi anche sub-specifico, allo scopo di poter operare una ricostruzione del paleoambiente. Per quanto riguarda le specie planctoniche alcune forme sono state raggruppate nel seguente modo: *Globigerinoides ex gr. ruber* include *Globigerinoides ruber* e *Globigerinoides elongatus*; *Orbulina* include *Orbulina universa* e *Orbulina suturalis*; *Globigerinoides sacculifer* comprende *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sacculifer* e *Globigerinoides quadrilobatus* (sensu HEMLEBEN *et alii* 1989).

3. - RISULTATI

Carota n.19 (AN97-29; prof. 76,8 m; lungh. 5,13 m).

Questa carota è suddivisibile in prima istanza nei seguenti tre intervalli:

- cm 0-145: foraminiferi planctonici non molto abbondanti (massima abbondanza intorno a cm 124) con *G. ruber*, *Orbulina*, *G. bulloides*, *G. sacculifer*, *Globigerina quinqueloba*. L'associazione bentonica è composta da *B. marginata*, *Elphidium decipiens*, *Elphidium granosum*, *E. crispum*, *M. barleeianum*, *U. mediterranea*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *B. nodosaria*, *Quinqueloculina seminulum*, *Globocassidulina subglobosa*, *Adelosina* spp, *A. beccarii*, sebbene gli individui si presentino talora ossidati e/o rotti;
- cm 145-160: presenza di *Globorotalia inflata* nell'associazione planctonica e di *H. balthica* in quella bentonica;
- cm 160-509: i foraminiferi planctonici sono praticamente assenti, mentre è presente l'associazione bentonica. A sua volta questo intervallo può essere distinto nei seguenti quattro sub-intervalli;
- cm 160-275: I residui sono dati da sabbia fine con tritume conchigliare più abbondante verso la parte bassa dell'intervallo. L'associazione bentonica è dominata da *A. beccarii*, *E. crispum*, *E. decipiens*, con subordinata *N. turgida*, *B. marginata*, *Textularia* spp. La microfauna si presenta talora rotta o annerita;
- cm 275-325: i residui sono abbondanti e composti da sabbia fine e mica. Solo microfauna bentonica dominata da *A. beccarii* e miliolidi (*Adelosina* spp);
- cm 325-400: i residui si presentano scarsi con presenza di frustoli vegetali. L'associazione a foraminiferi, solo bentonica, non è ricca con *A. beccarii* e rari *H. germanica*, *N. turgida*, *E. granosum* e *B. granulata frigida*;
- cm 400- 509: residui dati da sabbia fine ben cernita e biancastra. I foraminiferi, solo bentonici, sono presenti in sporadici livelli con *A. beccarii tepida* e *H. germanica*. Presenti talora gasteropodi planorbidi ed oogoni di Characea.

Carota n. 12 (AN97-15; prof. 55.1 m; lungh. 4,26 m).

Questa carota, descritta e discussa in ASIOLI & PIVA (2007) e PIVA *et alii* (2008), è suddivisibile in due intervalli (Fig. 36):

- cm 0-250: intervallo con presenza, seppur scarsa, di foraminiferi planctonici (*G. ruber*, *Orbulina*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*). L'associazione bentonica è composta da *B. marginata*, *V. complanata*, *E. decipiens* e *N. turgida*, comuni, con anche *Brizalina* spp, *Epistominella exigua*, *M. barleeianum*, *A. beccarii*, miliolidi e agglutinanti tipo *Eggerella scabra*. All'interno di questo intervallo sono da notare i due picchi di *V. complanata* centrati a cm 60-100 e cm 180-220 (aree puntinate in Fig. 36);
- cm 250-426: anche in questo intervallo si registra la presenza, sempre scarsa, di foraminiferi planctonici simili a quelli dell'intervallo sovrastante, tranne la presenza di *G. sacculifer*. L'associazione bentonica, più abbondante, è

simile a quella dell'intervallo sovrastante, ma con *V. complanata* molto meno abbondante in favore di *E. decipiens*.

Carota n.13 (AN97-16; prof. 55,1 m; lungh. 1,13 m).

Questa carota costituisce il corrispettivo SW della carota AN97-15 precedentemente descritta.

I residui di questa carota non sono abbondanti e sono costituiti da silt fine e mica. L'associazione a foraminiferi planctonici è molto povera ed è composta da *G. ruber* e *Orbulina*. L'associazione a foraminiferi bentonici è generalmente composta da *B. marginata* comune, *Brizalina* spp, *Epistominella exigua*, con anche *M. barleeaanum*, *N. turgida*, *V. complanata*, *A. beccarii*, miliolidi e agglutinanti tipo *Saccamina difflugiformis*, *Eggerella scabra*, *Morulaeplecta bulbosa*. Lungo la carota l'associazione mostra alcune variazioni apprezzabili nella frequenza di alcune specie, tra cui in particolare *V. complanata* che diventa più frequente a partire da cm 20 e declinando nuovamente alla base della carota (campione cm 100-1001). *E. decipiens-granosum* diventa più frequente nella metà inferiore della carota, mentre *Brizalina* spp appare più frequente nei primi 20 cm della carota.

Carota n.1 (CM95-33; prof. 33,8 m; lungh. 3,68 m).

Questa carota è stata esaminata a livello quantitativo nella sua parte inferiore (tra cm 250 e cm 360) al fine di poter posizionare dal punto di vista microfaunistico la superficie di massimo annegamento.

L'intervallo esaminato presenta un'associazione bentonica abbastanza ricca con *E. decipiens* abbondante con *N. turgida*, seguito da *B. marginata*, *A. beccarii*, *B. spatulata*, *A. perlucida*, *Elphidium advenum*, mentre *V. complanata* risulta scarsa (Fig. 37).

Carota n.18 (AN97-28; prof. 59,0 m; lungh. 6,02 m).

Questa carota è suddivisibile nei seguenti due intervalli:

- cm 0-430: residui molto scarsi con presenza dei soli foraminiferi bentonici. *E. decipiens* è sempre dominante, accompagnato da altre forme (*B. marginata*, *M. barleeaanum*, *B. frigida*, *R. spinulosa*, rari individui di *A. perlucida* e *E. crispum*, individui di *A. beccarii* spesso rotti);
- cm 430-600: foraminiferi più abbondanti, con presenza sporadica di alcuni individui planctonici (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *Orbulina*, *G. bulloides*, *G. rubescens*). L'associazione bentonica è composta da *E. decipiens*, *B. marginata*, *M. barleeaanum*, *A. beccarii*. *N. turgida* è relativamente più frequente verso il basso dell'intervallo, accompagnata da più rara *V. complanata*. Presenti, seppur sporadicamente, *H. balthica*, *B. nodosaria* e *Fursenkoina* spp.

Carota n.8 (AN97-07; prof. 72,3 m; lungh. 5,91 m).

Questa carota è suddivisibile nei seguenti tre intervalli:

- cm 0-140: residui con foraminiferi scarsi e presenza di soli foraminiferi bentonici. L'associazione bentonica è composta da *E. decipiens-granosum*, *B. marginata* e *M. barleeanum*, accompagnati da *A. beccarii* e *G. subglobosa*. Rari individui di *E. crispum*, *V. complanata*, *Textularia aciculata* e miliolidi;
- cm 140-370: residui più abbondanti con microfauna abbondante sebbene un po' dispersa. Foraminiferi di taglia piccola. L'associazione planctonica è presente tra cm 145 e 270 con individui di *G. ruber* (anche varietà *rosea*), *G. bulloides*, *G. sacculifer*, *Orbulina*. L'associazione bentonica è simile a quella dell'intervallo sovrastante con presenza anche di *N. turgida*, *E. exigua* e *Bolivina subspinescens*;
- cm 375- 436: residui costituiti da sabbia fine, mica, frustoli vegetali e pirite. Presenti gasteropodi ed ostracodi. Presente associazione a soli foraminiferi bentonici dominata da *Ammonia beccarii* e *Ammonia beccarii tepida*, con *E. gunteri*, *H. germanica*. Presenti anche rari individui di *B. frigida*, *R. spinulosa*, *B. marginata*.

Carota n.7 (AN97-04; prof. 61,8 m; lungh. 2,80 m).

In questa carota i 5 campioni esaminati sono costituiti da residui abbondanti, sabbiosi con mica e presenza di tritume conchigliare. I foraminiferi sono presenti, ma piuttosto dispersi. Le forme presenti sono solo bentoniche ed in particolare *A. beccarii*, *E. crispum*, *M. barleeanum*, *R. spinulosa*, *E. advenum*, miliolidi (*Adelosia longirostra*, *Q. seminulum*, *Triloculina* spp).

Carota n.6 (AN97-03; prof. 52,0 m; lungh. 2,19 m).

In questa carota sono stati esaminati 3 campioni (cm 109-110, cm 137-138, cm 212-213). I residui, abbondanti, sono costituiti da sabbia fine, mica, tritume conchigliare. I foraminiferi, solo bentonici, sono piuttosto dispersi e dati da *A. beccarii*, *E. crispum*, *E. advenum*, *B. marginata*, *E. decipiens-granosum*, *T. aciculata*, *Textularia sagittula*, *N. turgida* e miliolidi (*A. longirostra*, *Q. seminulum*, *Triloculina* spp).

Carota n.21 (AN97-31; prof. 80,4 m; lungh. 4,00 m).

Questa carota è suddivisibile nei seguenti cinque intervalli:

- cm 0-30: residui sabbiosi e abbondanti con sabbia talora ossidata. Presenti anche foraminiferi planctonici (*G. ruber*, *Orbulina*, *G. sacculifer*), mentre l'associazione bentonica è data da *A. beccarii*, *C. laevigata carinata*, *B. frigida*, *B. nodosaria*, *E. crispum*, *U. peregrina*, *C. lobatulus*, miliolidi

(*Quinqueloculina padana*, *Sigmoilina sigmoidea*, *Cornuspira* spp, *S. schlumbergeri*);

- cm 30-124: residui dati da sabbia fine e mica con frustoli vegetali. I foraminiferi bentonici sono dispersi e dati da *A. beccarii* comune seguita da *E. decipiens*, *H. boueana*, *R. bradyi*, *B. frigida*, *E. crispum*, *Planorbulina mediterranensis*, miliolidi e rara *A. perlucida*;
- cm 124-176: residui con frustoli vegetali abbondanti, ostracodi. Foraminiferi rari tra 124 e 164 cm, ma comuni tra 168 e 176 con *Ammonia beccarii* e *Ammonia beccarii tepida*, con *E. gunteri*, *H. germanica*, *A. perlucida*;
- cm 177-178: residuo dato sostanzialmente da sabbia vulcanoclastica frammista a frustoli vegetali. Rarissimi i foraminiferi, simili all'intervallo sovrastante;
- cm 179-199: residui dati da frustoli vegetali (dominanti nella parte alta dell'intervallo) e sabbia fine micacea. Foraminiferi rarissimi (*A. beccarii*, *Ammonia papillosa*, *B. marginata*, *E. crispum*, *Spiroplectammia wrighti*). Il campione più basso (cm 198-199) è costituito da sabbia fine sterile e ricca in mica.

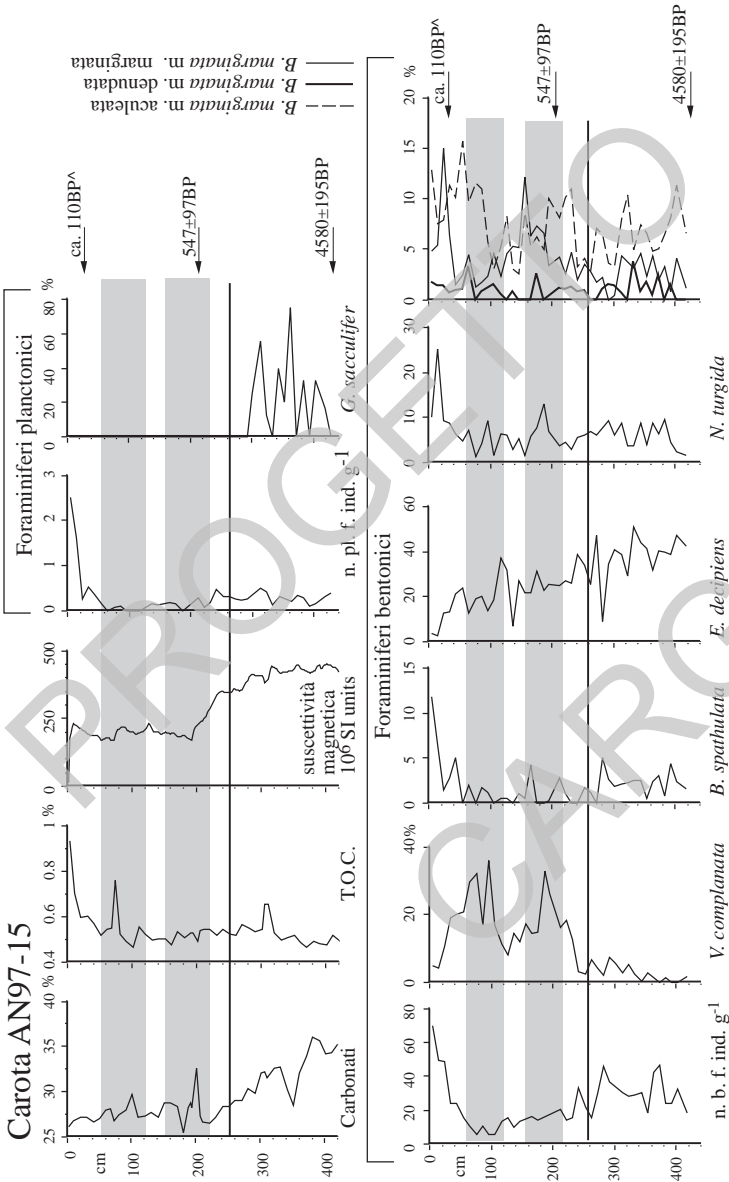


Fig. 36 – Curve delle specie più significative della carota AN97-15. I dati di carbonati, contenuto in carbonio organico (TOC) e suscettività magnetica sono ripresi da CORREGGIARI et alii (2001). Le età riportate sulla destra costituiscono i punti di controllo (età calibrate) del modello di profondità proposto in PIVA et alii (2008). La linea continua indica la base della Piccola Età del Ghiaccio, le cui due fasi più severe sono indicate dalle aree grigie.

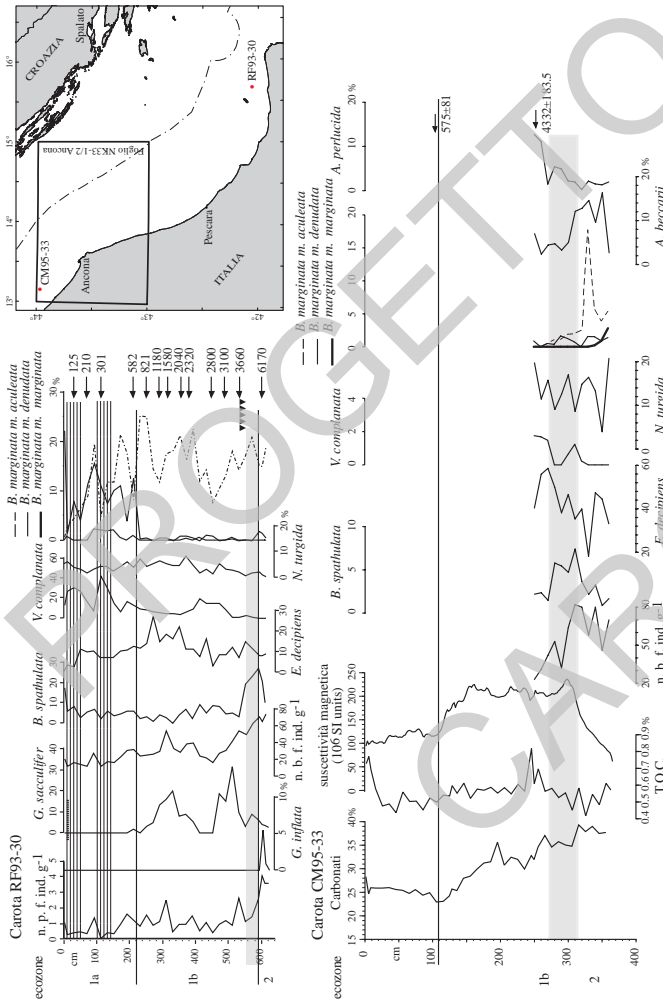


Fig. 37 – Risultati della carota CM95-33. Tale carota è stata studiata per l'individuazione della superficie di massimo anneggamento, a sua volta approssimabile su base microfossilistica al limite tra le ecozone 2 ed 1 (1b) di ASTOLI (1996), ARIZTEGUI et alii (2000) ed OLDFIELD et alii (2003). Il passaggio tra le due ecozone è definito per correlazione con l'associazione bentonica della carota di riferimento RF93-30 (OLDFIELD et alii, 2003). Questo passaggio è evidenziato in entrambe le carote dall'area grigia. La linea continua in entrambe le carote indica la base della Piccola Età del Ghiaccio, le cui due fasi più severe sono indicate in RF93-30 con le due aree puntinate. A destra della carota RF93-30 sono riportati i punti di controllo costituenti Page-depth model (OLDFIELD et alii, 2003), nonché la presenza del livello vulcanoclastico (vvv) Avellino (3.7 ka BP) (CALANCHI et alii, 1996). La suscettività magnetica in CM95-33 è da CORREGGIARI et alii (2005).

3. - CRONOLOGIA

La cronologia delle carote è definita sulla base dell'associazione a foraminiferi planctonici e corroborata, laddove possibile, da datazioni ^{14}C AMS (Appendice 6). La sequenza delle associazioni a foraminiferi planctonici è stata confrontata con le ecozone già proposte per l'Adriatico (ASIOLI, 1996; ASIOLI *et alii*, 1999; ROHLING *et alii*, 1997; CAPOTONDI *et alii*, 1999, ARIZTEGUI *et alii*, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003).

Per quanto riguarda i bioeventi già noti, è importante ricordare per le carote qui descritte, la *Last Occurrence* (LO) di *G. inflata* a circa 6 ka B.P., che approssima la posizione della *maximum flooding surface* (TRINCARDI *et alii*, 1996). Questo bioevento separa anche le ecozone 2 e 1 descritte in ASIOLI (1996) e ARIZTEGUI *et alii* (2000) ed è riconoscibile direttamente, tra le carote qui descritte, solo in AN97-29 (Fig. 38). Tuttavia, nella carota CM95-33 il passaggio tra queste due ecozone è individuabile tra cm 270 e 310 circa, pur mancando la presenza di associazione planctonica, e quindi di *G. inflata*. Infatti, si può notare in questo intervallo l'aumento di frequenza di *B. spathulata*, la bassa frequenza di *V. complanata* nonché la diminuzione verso l'alto della concentrazione dei foraminiferi bentonici (espressa come numero di individui per grammo di sedimento secco). Questi andamenti sono ben correlabili con il passaggio tra ecozona 2 ed 1 nella carota di riferimento RF93-30 (OLDFIELD *et alii*, 2003) (Fig. 37). La correlazione tra queste due carote sulla sola base bentonica non deve essere considerata azzardata, in quanto è stato dimostrato (ASIOLI & PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008) che nel versante italiano della fascia dei limi è possibile riconoscere sulla base bentonica alcuni chiari eventi anche in carote tra loro distanti anche centinaia di chilometri (per esempio, i picchi di *V. complanata* quali espressione delle due fasi più severe della Piccola Età del Ghiaccio visibili nelle carote AN97-15 e RF93-30; PIVA *et alii*, 2008). Inoltre, la presenza della datazione ^{14}C AMS a cm 249-255 (4332 ± 183.5 anni cal BP) non è in contrasto con la correlazione proposta.

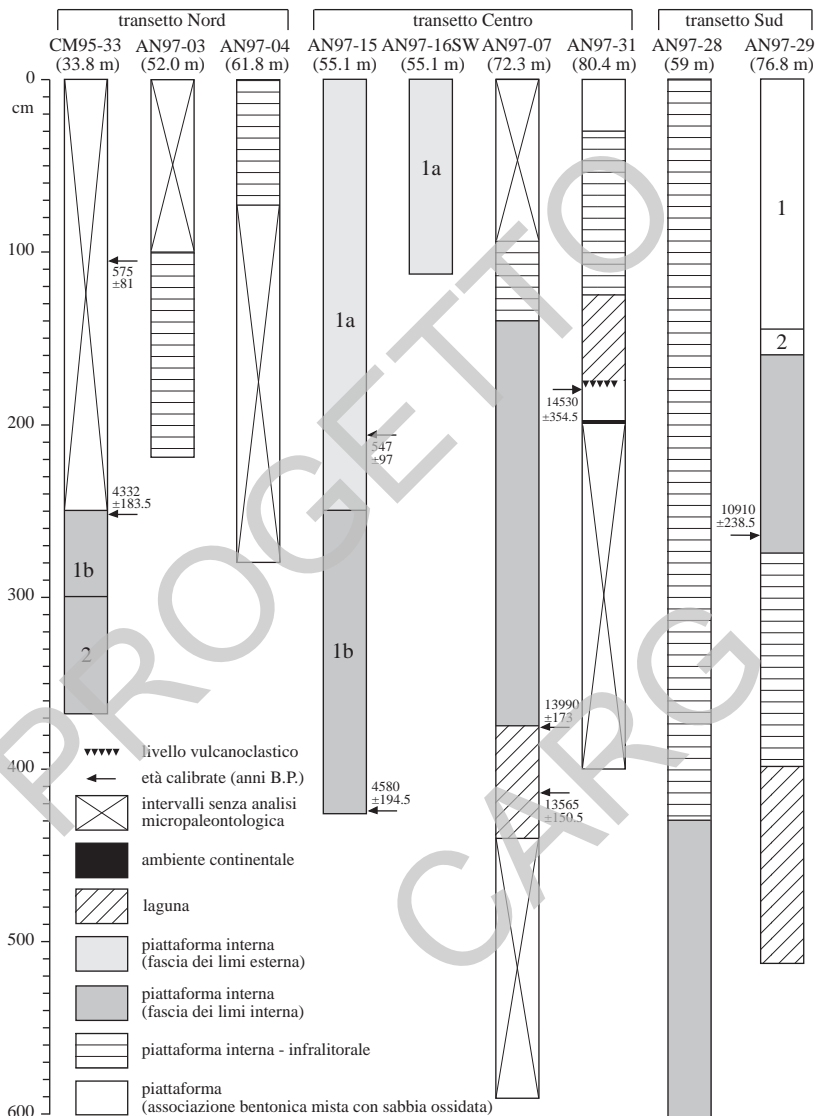


Fig. 38 – Schema delle carote analizzate per le associazioni a foraminiferi. Sono indicate, ove possibile, le ecozone riconosciute (1a, 1b e 2). Il limite tra ecozona 2 e 1b corrisponde a circa 6000 anni cal BP (Asioli, 1996, Ariztegui et alii, 2000) ed approssima la posizione della superficie di massimo annegamento (mfs, Trincardi et alii, 1996). Sono riportati anche i paleoambienti riconosciuti attraverso le associazioni a foraminiferi bentonici.

Un ulteriore bioevento importante, riconoscibile sia nell'Adriatico centrale che meridionale, è la LO di *G. sacculifer* a circa 550 anni BP, che approssima la base della Piccola Età del Ghiaccio (ASIOLI & PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008). Tale bioevento ha permesso la suddivisione dell'ecozone 1 in due ecozone: 1a (compresa tra la LO di *G. inflata* e la LO di *G. sacculifer*, e quindi caratterizzata dalla presenza di *G. sacculifer*) ed 1b (compresa tra la LO di *G. sacculifer* ed il presente, e quindi caratterizzata dall'assenza di *G. sacculifer*).

Tale suddivisione è stata applicata, ove possibile, nelle carote qui descritte (Fig. 38) ed è riconoscibile direttamente solo in AN97-15 (ASIOLI & PIVA, 2007; PIVA *et alii*, 2008) (Fig. 36). La carota AN97-16SW è stata estratta con carotiere SW nello stesso sito della carota AN97-15, di cui quindi rappresenta la parte più alta indisturbata, e non raggiunge l'intervallo in cui si registra la presenza di *G. sacculifer*. Pertanto, considerata l'ubicazione della carota, si può ascrivere l'intero intervallo all'ecozone 1b (Fig. 38).

Nella carota AN97-29 *G. sacculifer* è assente solo nei 5 cm più superficiali; pertanto, si conclude che lo spessore dell'unità depositata durante la Piccola Età del Ghiaccio è estremamente ridotto o assente in questa carota.

Infine, per quanto riguarda la carota CM95-33, non essendo possibile su base microfaunistica individuare la LO di *G. sacculifer*, è comunque inevitabile concludere che intorno a cm 110-130 circa si trovi la base della Piccola Età del Ghiaccio, sulla base della datazione ^{14}C AMS presente a cm 103-107 (575 ± 81 anni cal BP) e della correlazione con la suscettività magnetica ed il contenuto in carbonati tra questa carota e AN97-15 (si confrontino le Fig. 36 e 37).

4. - PALEOAMBIENTE

I vari studi/modelli di distribuzione presenti in letteratura e ricordati nella premessa hanno permesso l'interpretazione delle associazioni rinvenute. In prima approssimazione si può concludere che tutte gli intervalli studiati nelle carote presentano, per la durata del tempo compreso dai sedimenti, un ambiente marino di bassa profondità (piattaforma interna o marginale) o un ambiente continentale.

In Fig. 41 sono schematizzate le carote studiate e sono riportati i paleoambienti. Le carote sono rappresentate in 3 transetti ciascuno contenente le carote in ordine di profondità. Le carote meno profonde presentano un ambiente simile a quello attuale della fascia dei limi, sia nella sua parte più interna che in quella esterna, ed in generale comprendono la sequenza di stazionamento alto, ossia gli ultimi 5500 anni cal BP. Quest'ultima sequenza è comunque nettamente più espansa in queste carote rispetto alle carote più profonde, le quali, invece comprendono un intervallo temporale più espanso (tardo Pleistocene-Olocene), come documentato dalle datazioni ^{14}C . In queste carote più profonde (esempio AN97-07, AN97-31 e AN97-

29) si assiste ad un progressivo approfondimento degli ambienti, partendo da ambiente continentale (AN97-31) o di laguna (AN97-07 e AN97-29) raggiungendo quello di piattaforma interna passando attraverso l'ambiente di fascia dei limi. E' da notare al top di alcune carote (per esempio AN97-31) la presenza di un'associazione bentonica mista (cioè la presenza contemporanea di specie di profondità diverse, per esempio *A. beccarii*, *E. crispum*, *U. peregrina*, *C. laevigata carinata*) in residui con sabbie talora ossidate. Queste sono caratteristiche tipiche delle sabbie relitte pleistoceniche, in quanto si ha la sovrimposizione di una associazione con forme compatibili con la profondità attuale (esempio *U. peregrina*, *C. laevigata carinata*) con un'associazione di mare più basso in sedimenti sabbiosi ripresa e rielaborata dall'avanzamento della linea di riva durante la trasgressione in ambienti con scarso apporto sedimentario da terra.

PROGETTO

CARG

APPENDICE 4

ANALISI MACROPALEONTOLOGICHE

I sedimenti di alcuni carotaggi sono stati setacciati utilizzando maglie standard di 0,063 mm, 0,5 mm, 1 mm. I risultati riportati sotto sono relativi alla componente macrofaunistica (ad esclusione quindi di foraminiferi, ostracodi ed altri microfossili), indipendentemente dalla loro taglia. In tutte le stazioni la componente principale è rappresentata dai molluschi, seguita da policheti, echinidi irregolari, decapodi, ecc. Sono stati recuperati resti scheletrici carbonatici (conchiglie) di organismi bentonici. L'asterisco doppio (**) segnala le specie pleistoceniche di significato climatico freddo ("ospiti freddi").

Carota n.17 (AN97-27; prof. 76,6 m; lungh. 4,65 m).

I primi 170 cm di questa carota mostrano depositi di stazionamento alto, sono prevalentemente pelitici, con tracce di sostanza organica diffusa. La macrofauna è piuttosto scarsa, diluita e distribuita lungo tutto il deposito. Il contenuto macrofaunistico diluito è rappresentato da associazioni malacologiche a bassa diversità dominate da bivalvi e subordinati gasteropodi. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, (Bivalvi) *Nucula* spp., *Aequipecten opercularis*, *Pododesmus squama* (dominante), *Corbula gibba* (dominante); briozoi abbastanza comuni.

A questi seguono i depositi trasgressivi (170 – 465 cm) costituiti da alternanze sabbioso-argillose; queste si possono suddividere in tre unità costituite la prima da alternanze tra argille e sabbie fini (livelli millimetrici) fino a circa 220 cm, la

seconda unità costituita da argille e sabbie più grossolane prevalenti (fino a circa 270 cm) e la terza a prevalente composizione argillosa, con sottili intercalazioni sabbiose e siltose che sfumano verso la base ad argille siltose. Diffuse sono tracce di materia organica e di bioturbazione; la malacofauna è scarsa. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, (Bivalvi) *Corbula gibba* (comune), *Lentidium mediterraneum* (raro) *Hiatella arctica*, (Scafopodi) *Dentalium inaequicostatum*.

I circa 200 cm più profondi della carota risultano sterili.

Carota n.18 (AN97-28; prof. 59,0 m; lungh. 6,02 m).

Questa carota di 602 cm ha interessato i depositi di stazionamento alto. È costituita prevalentemente da argille di colorazione grigio verde (5Y 5/2) in si nota una diffusa presenza di tracce di materia organica, bioturbazione diffusa per tutto lo spessore della carota. La malacofauna è molto scarsa e diluita, presente con uno o due individui per specie e soprattutto sotto forma di bioclasti. Molluschi: (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Tellina* sp., *Parvicardium minimum*, *Maetra* sp., *Corbula gibba*.

Carota n.19 (AN97-29; prof. 76,8 m; lungh. 5,13 m).

In questa carota sono rappresentati sia i depositi di stazionamento alto che i depositi trasgressivi, ma anche i depositi di stazionamento basso.

I depositi di stazionamento alto (0 - 265 cm) sono costituiti da argille omogenee con sostanza organica diffusa e con non troppo frequente malacofauna e spesso concentrata in livelli centimetrici (71-72 cm). Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* (frequente), *Hydrobia ventrosa*, (Bivalvi) *Nucula* spp., *N. ex gr hanleyi*, *N. nitidosa*, *N. sulcata* (comune), *Pododesmus squama* (comune), *Parvicardium minimum*, *Abra nitida* (comune), *Corbula gibba* (comune). Cnidari: *Funiculina quadrangularis*.

Tra 265 e 320 cm sono presenti i depositi trasgressivi, caratterizzati da una litologia prevalentemente sabbiosa con abbondanti bioclasti e macrofauna organizzata in livelli centimetrici (es. 269-270 cm; 276-278 cm; 318-323 cm). Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium scabrum* (abbondante); *Hydrobia ventrosa* (abbondante); *Nassarius* spp. juv., *Cylichna cylindracea* (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Saccella commutata*, *Lucinella divaricata* (comune), *Mysella bidentata* (comune), *Neolepton obliquatum*, *Cerastoderma glaucum*, *Spisula subtruncata* (abbondante), *Abra* spp., *A. nitida*, *A. ovata*, *Chamelea gallina*, *Corbula gibba* (abbondante) *Lentidium mediterraneum* (dominante).

I depositi di stazionamento basso (320 - 512 cm) sono costituiti da due unità una a prevalenza argillosa (320 - 442 cm) con intercalazioni sabbiose da millimetriche a centimetriche ed una interamente sabbiosa caratterizzate da sabbie medio - fini ben classate. La malacofauna è scarsa nella prima unità, mentre la

seconda risulta essere sterile. Molluschi: (Gasteropodi) *Hydrobia ventrosa* (dominante), (Bivalvi) *Lentidium mediterraneum*.

Carota n.21 (AN97-31; prof. 80,4 m; lungh. 2,29 m; Tav. 3).

Come la precedente, anche questa carota mostra i depositi relativi ai sistemi deposizionali di stazionamento alto, trasgressivo e di stazionamento basso. Da 0 a 40 cm sono presenti i depositi di stazionamento alto costituiti da sabbie e sabbie argillose (5Y 4/2), bioclastiche marcate alla base da una superficie erosiva. La macrofauna è molto abbondante e diffusa. Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamillatum*, *Turritella communis*, *Capulus hungaricus*, *Polinices fusca*, *Acteon tornatilis*, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Nuculana pella*, *Pteria hirundo*, *Aequipecten opercularis*, *Pododesmus squama* (comune), *Lucinella divaricata*, *Myrtea spinifera*, *Parvicardium minimum* (abbondante), *Plagiocardium papillosum*, *Spisula subtruncata*, *Phaxas pellucidus*, *Abra nitida*, *A. cf. prismatica*, *A. alba*, *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata* (comune), *Corbula gibba* (comune), *Lentidium mediterraneum* (comune). Annelidi: *Ditrupa arietina* (abbondante).

Da 40 a 200 cm sono presenti i depositi trasgressivi, costituiti generalmente da sabbie medie grossolane che sfumano in sabbie medio – fini con alternanze di livelli argillosi millimetrici verso la base. Tra 179 e 185 è presente un orizzonte torboso che ha fornito un'età di 14.8 ± 0.67 cal ka BP (STORMS *et alii*, 2008). La macrofauna è molto scarsa. Molluschi: (Gasteropodi) *Hydrobia ventrosa*, (Bivalvi) *Nuculana illirica*, *Modiolula phaseolina***, *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Loripes lacteus*, *Parvicardium exiguum*, *Spisula subtruncata*, *Corbula gibba* (dominante), *Lentidium mediterraneum* (dominante).

Da 200 a 229 cm, con passaggio netto, i depositi di stazionamento basso sono caratterizzati da sabbie fini sterili.

Carota n.23 (AN97-40; prof. 86,2 m; lungh. 2,35 m).

I depositi di stazionamento alto (0 – 30 cm) sono caratterizzati da argille sabbiose ricche in bioclasti. La macrofauna è abbondante. Molluschi: (Gasteropodi) *Cerithidium submamillatum*, *Turritella communis*, *Bithynia tentaculata*, *Hydrobia ventrosa*, *Polinices fusca*, *Odostomia conoidea*, *Planorbarius corneus*, *Pupilla muscorum*, Helicidae, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *N. sulcata*, *Saccella commutata*, *Pododesmus squama*, *Parvicardium minimum*, *Timoclea ovata* (comune), *Corbula gibba* (comune).

I depositi trasgressivi rappresentano i restanti 205 cm (30 – 235 cm) della successione e sono caratterizzati da una unità argillosa leggermente sabbiosa (30 – 165 cm) e con passaggio netto passano ad una seconda unità sabbiosa (165 – 235 cm). Il contenuto macrofaunistico è scarso nella prima delle due unità e assente nella seconda. Molluschi: (Gasteropodi) *Bithynia tentaculata* (comune), *Calyptrea chinensis*, *Nassarius reticulatus*, *Physa fontinalis*, *Planorbis*

carinatus, *Planorbarius corneus*, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *N. sulcata*, *Aequipecten opercularis*, *Pododesmus squama*, *Parvicardium minimum*, *Timoclea ovata*, *Corbula gibba* (comune).

Carota n.75 (SAM03-B4; prof. 90,5 m; lungh. 4,25 m).

I depositi di stazionamento alto in questa carota sono rappresentati dai primi venti centimetri circa (0 – 18 cm) e sono costituiti da sabbie fini siltose. La macrofauna è costituita in prevalenza da molluschi ed è piuttosto scarsa. Molluschi: (Gasteropodi) *Calyptrea chinensis*, *Mangelia* cf *costata*, (Bivalvi) *Batharca pectunculoides*, *Pteria hirundo*, *Aequipecten* sp., *Parvicardium minimum*, *Abra tenuis*, *Callista chione*, *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*. Annelidi: *Ditrupe arietina*.

I depositi trasgressivi sono rappresentati sabbie medio-fini per uno spessore di circa 140 cm (20 – 160 cm). La macrofauna è abbondante e concentrata in tre livelli conchigliari (34 – 49 cm; 67 – 75 cm; 141 – 149 cm). Molluschi: (Gasteropodi) *Tricolia pullus*, *Butium scabrum* (abbondante), *Cerithidium submamillatum*, *Turritella communis*, *Pusillina inconspicua*, *Setia amabilis*, *Rissoa labiosa*, *Hydrobia ventrosa* (abbondante), *Aporrhais pespelecani*, *Calyptrea chinensis*, *Polinices fusca*, *Triphoridae* sp., *Eulima bilineata*, *Trophon muricatus*, *Nassarius incrassatus*, *N. pygmaeus*, *Turridae* sp., *Mangelia costata*, *M. coarctata*, *M. nuperrima*, *Raphitoma hystrix*, *Turbonilla delicata*, *T. rufa*, *Odosomia conoidea*, *Cylichna cylindracea*, *Volvulella acuminata*, (Bivalvi) *Nucula* sp., *N. ex gr hanleyi*, *N. nitidosa*, *Nuculana pella*, *Batharca pectunculoides*, *Glycymeris insubrica*, *Mytilus* sp., *Aequipecten* sp., *Hyalopecten similis*, *Pododesmus squama*, *Lucinella divaricata* (abbondante), *Myrtea spinifera*, *Parvicardium minimum* (abbondante), *Cerastoderma glaucum*, *Spisula subtruncata* (comune), *Phaxas adriaticus*, *Tellina nitida*, *Donax semistriatus*, *Abra* spp., *A. nitida*, *A. cf prismatica*, *A. alba*, *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata* (comune), *Dosinia lupinus*, *Pitar rudis*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, *Hiatella arctica*, (Scafopodi) *Dentalium inaequicostatum*, *Pulsellum lofotense*. Annelidi: *Ditrupe arietina* (dominante)

Da 160 a 425 cm i depositi di stazionamento basso sono caratterizzati generalmente da argille di colore grigio (5Y 4/1), in cui si possono riconoscere tre unità principali. La prima (160 – 223 cm) è costituita da argille uniformi con rare tasche di bioturbazione e con un livello torboso di 9 cm di spessore (184 – 193 cm). La seconda è caratterizzata da una generale alternanza di argille e livelli millimetrici sabbiosi; in particolare si possono riconoscere quattro sottounità caratterizzate da una fitta alternanza tra sabbie ed argille (223 – 283 cm); da argille uniformi senza strutture (283 – 334 cm); una nuova serie di fitte alternanze tra sabbie ed argille (334 – 376 cm). Gli ultimi 50 cm circa della successione (376 – 425 cm) sono rappresentati da sabbie con intercalazioni anche centimetri che di

argille ricche in sostanza organica. Il contenuto macrofaunistico è praticamente assente. Molluschi: (Gasteropodi) *Polinices fusca*, (Molluschi) *Cerastoderma glaucum*, *Spisula subtruncata*, *Abra* sp.

1. - SISTEMI DI STAZIONAMENTO ALTO

Le peliti di piattaforma e prodelta del complesso hs1 sono caratterizzate da associazioni a bassa diversità tassonomica, dominate da organismi infaunali e semi-infaunali, detritivori, principalmente molluschi, policheti ed echinidi irregolari; si evidenzia la preponderanza di associazioni quasi monotipiche del gasteropode *Turritella communis* Risso, 1826.

I complessi sabbiosi di spiaggia hs2 sono tipizzati da associazioni a molluschi sospensivori, tra i quali spicca il bivalve *Chamelea gallina* (Linneo, 1758), e in subordine, *Spisula subtruncata* (Da Costa, 1778), *Glycymeris insubrica* (Brocchi, 1814), *Lentidium mediterraneum* (O.G. Costa, 1839), quest'ultimo indicatore di acque diluite da apporti fluviali.

2. - SISTEMI TRASGRESSIVI

Il complesso trasgressivo paralico (tp) contiene associazioni tipicamente eurialine dominate da bivalvi, e.g. *Cerastoderma glaucum* (Poiret 1789), *Abra ovata* (Recluz, 1843), e gasteropodi idrobiacei, e.g. *Hydrobia ventrosa* (Montagu, 1803).

Il complesso trasgressivo marino (tm) non è particolarmente ricco in macrofossili e contiene bivalvi sospensivori e gasteropodi litorali s.l., evidenti soprattutto al tetto (mfs).

Marcatamente fossilifera è la base del sistema trasgressivo marino (rs), caratterizzata da accumuli conchigliari (*shell beds*) spesso assai eterogenei per provenienza ed età dei bioclasti e biosomi che li compongono. Questi *shell beds* riflettono paleontologicamente il contenuto delle unità interessate dalla trasgressione (tp, hs2) e sono quindi caratterizzati da una modesta diversità dei resti scheletrici. In taluni casi, i depositi conchigliari associati alla *ravinement surface* presentano invece una diversità tassonomica molto elevata, e contengono resti scheletrici (normalmente molluschi) cannibalizzati da svariati ambienti paralici (*Cerastoderma*, *Hydrobia*, *Bittium* ecc.), marini litorali (*Chamelea*, *Glycymeris*, *Lentidium* ecc.) e, in alcuni casi, continentali o fluviali (*Bythinia*, *Physa*, *Planorbarius*).

3. - SISTEMI DI STAZIONAMENTO BASSO E DI CADUTA

Le unità pertinenti a questi sistemi di ambiente continentale sono intrinsecamente poco fossilifere, anche a causa dei processi diagenetici che le hanno interessate. Litologie pelitiche associate ad ambienti lacustrini anche effimeri o ad argille di *overbank* possono tuttavia presentarsi fossilifere e contenere macrofaune dulciacquicole *in situ* (e.g. *Planorbis* spp, *Bithynia tentaculata*) e polmonati terrestri rimaneggiati (e.g. Helicidae).

APPENDICE 5

TASSONOMIA

**GRANULORETICULOSA
FORAMINIFERA**

Planctonici

Globigerina bulloides = *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

Globigerina quinqueloba = *Globigerina quinqueloba* Natland, 1938

Globigerinoides ruber = *Globigerina rubra* d'Orbigny, 1839

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877. Questa specie comprende:

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877

Globigerinoides quadrilobatus = *Globigerina quadrilobata* d'Orbigny, 1846

Globigerinoides trilobus = *Globigerina triloba* Reuss, 1850

Globorotalia inflata = *Globigerina inflata* d'Orbigny, 1839

Orbulina universa = *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

Globigerina rubescens = *Globigerina rubescens* Hofker, 1956

Bentonici

Adelosia longirostra = *Quinqueloculina longirostra* d'Orbigny, 1826

Ammonia beccarii = *Nautilus beccarii* Linneo, 1758

Ammonia beccarii tepida = *Rotalia beccarii* (Linneo) var. *tepida* Cushman, 1926

Ammonia perlucida = *Rotalia perlucida* Heron-Allen & Earland, 1913

Ammonia papillosa = *Rotalia papillosa* Brady, 1884

Asterigerinata mamilla = *Rotalina mamilla* Williamson, 1858

- Bigenerina nodosaria* = *Bigenerina nodosari* d'Orbigny, 1826
- Brizalina spathulata* = *Textularia variabilis* Williamson var. *spathulata* Williamson, 1858
- Bolivina subspinescens* = *Bolivina subspinescens* Cushman, 1922
- Buccella granulata* = *Eponides frigidus granulatus* Di Napoli Alliata, 1952
- Bulimina costata* = *Bulimina costata* d'Orbigny, 1852
- Bulimina marginata* = *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826. Questa specie comprende le seguenti tre forme secondo Jorissen, 1987:
Bulimina marginata d'Orbigny 1826 forma *marginata* d'Orbigny 1826
Bulimina marginata d'Orbigny forma *denudata* Cushman e Parker, 1938
Bulimina marginata d'Orbigny 1826 forma *aculeata* d'Orbigny 1826
- Cassidulina laevigata carinata* = *Cassidulina laevigata* d'Orbigny var. *carinata* Silvestri, 1869
- Cibicides lobatulus* = *Nautilus lobatulus* Walker & Jacob, 1798
- Cibicoides pachyderma* = *Truncatulina pachyderma* Rzehak, 1886
- Cornuspira* spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:
Cornuspira carinata = *Operculina carinata* Costa, 1856
Cornuspira involvens = *Operculina involvens* Reuss, 1850
- Eggerella scabra* = *Bulimina scabra* Williamson, 1858
- Elphidium* spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:
Elphidium advenum = *Polystomella advena* Cushman, 1922
Elphidium crispum = *Nautilus crispus* Linneo, 1758
Elphidium macellum = *Nautilus macellus* Fichtel & Moll, 1798
Elphidium decipiens = *Polystomella decipiens* Costa, 1856
Elphidium granosum = *Nonionina granosa* d'Orbigny, 1846
Elphidium gunteri = *Elphidium gunteri* Cole, 1931
- Epistominella exigua* = *Pulvinulina exigua* Brady, 1884
- Fursenkoina* spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:
Fursenkoina fusiformis = *Bulimina pupoides* d'Orbigny var. *fusiformis* Williamson, 1858
Fursenkoina tenuis = *Virgulina tenuis* Seguenza, 1862
Stainforthia complanata = *Virgulina schreibersiana* Czjzek var. *complanata* Egger, 1895
- Gavelinopsis praegeri* = *Discorbina praegeri* Heron-Allen & Earland, 1913
- Globocassidulina subglobosa* = *Cassidulina subglobosa* Brady, 1881
- Gyroidinoides* spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:
Gyroidinoides umbonatus = *Rotalia soldanii* d'Orbigny var. *umbonata* Silvestri, 1898
- Gyroidinoides laevigatus* = *Gyroidina laevigata* d'Orbigny, 1826
- Hanzawaia boueana* = *Truncatulina boueana* d'Orbigny, 1846
- Haynesina germanica* = *Nonionina germanica* Ehrenberg, 1840

- Hyalinea balthica* = *Nautilus balticus* Schroeter, 1783
Jadammina macrescens = *Trochammina inflata* (Montagu) var. *macrescens* Brady, 1870
Melonis barleeanum = *Nonionina barleana* Williamson, 1858
Miliammina fusca = *Quinqueloculina fusca* Brady, 1870
Morulaeplecta bulbosa = *Morulaeplecta bulbosa* Hoglund, 1947
Neoconorbina terquemi = *Rosalina orbicularis* Terquem, 1876
Nonionella turgida = *Rotalina turgida* Williamson, 1858
Planorbulina mediterranensis = *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, 1826
Quinqueloculina padana = *Quinqueloculina padana* Perconig, 1954
Quinqueloculina seminulum = *Serpula seminulum* Linneo, 1758
Reussella spinulosa = *Verneulina spinulosa* Reuss, 1850
Rosalina bradyi = *Discorbis globularis* (d'Orbigny) var. *bradyi* Cushman, 1915
Saccamina difflugiformis = *Reophax difflugiformis* Brady, 1879
Sigmoilina sigmoidea = *Planispirina sigmoidea* Brady, 1884
Sigmoilopsis schlumbergeri = *Sigmoilina schlumbergeri* Silvestri, 1904
Sphaeroidina bulloides = *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, 1826
Spiroplectammina wrighti = *Spiroplecta wrighti* Silvestri, 1903
Textularia aciculata = *Textularia aciculata* d'Orbigny, 1826
Textularia sagittula = *Textularia sagittula* DeFrance, 1824
Trifarina angulosa = *Uvigerina angulosa* Williamson, 1858
Triloculina spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:
Triloculina rotunda = *Triloculina rotunda* d'Orbigny, 1825
Triloculina trigonula = *Miliolites trigonula* Lamarck, 1804
Trochammina inflata = *Nautilus inflatus* Montagu, 1808
Uvigerina mediterranea = *Uvigerina mediterranea* Hofker, 1932
Uvigerina peregrina = *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923
Valvulineria complanata = *Rosalina complanata* d'Orbigny, 1846

CNIDARIA

ANTHOZOA

Funiculina quadrangularis (Pallas, 1766)

MOLLUSCA

GASTROPODA

- Acteon tornatilis* (Linnaeus, 1758)
Aporrhais pespelecani (Linnaeus, 1758)
Bithynia tentaculata (Linnaeus, 1758)
Bittium scabrum (Olivi, 1792)
Calyptrea chinensis (Linnaeus, 1758)
Capulus hungaricus (Linnaeus, 1758)

Cerithidium submamillatum (De Rayneval & Ponzi, 1854)

Cylichna cylindracea (Pennant, 1777)

Eulima bilineata Alder, 1848

Helicidae sp.

Hydrobia ventrosa (Montagu, 1803)

Mangelia cf *costata* (Donovan, 1804)

Mangelia coarctata (Forbes, 1844)

Mangelia costata (Donovan, 1804)

Mangelia nuperrima (Tiberi, 1855)

Nassarius incrassatus (Stroem, 1768)

Nassarius pygmaeus (Lamarck, 1822)

Nassarius reticulatus (Linnaeus, 1758)

Nassarius spp.

Odostomia conoidea (Brocchi, 1814)

Physa fontinalis (Linnaeus, 1758)

Planorbarius corneus (Linnaeus, 1758)

Planorbis carinatus (Müller, 1774)

Polinices fusca (Blainville, 1825)

Pupilla muscorum (Linnaeus, 1758)

Pusillina inconspicua (Alder, 1844)

Raphitoma hystrix Bellardi, 1847

Rissoa labiosa (Montagu, 1803)

Setia amabilis (Locard, 1886)

Tricolia pullus (Linnaeus, 1758)

Triphoridae sp.

Trophon muricatus (Montagu, 1803)

Turbonilla delicata Monterosato, 1874

Turbonilla rufa (Philippi, 1836)

Turridae sp.

Turritella communis Risso, 1826

Volvulella acuminata (Bruguière, 1792)

BIVALVIA

Abra alba (Wood, 1802)

Abra cf *prismatica* (Montagu, 1808)

Abra nitida (Müller, 1774)

Abra ovata (Récluz, 1843)

Abra prismatica (Montagu, 1808)

Abra spp.

Abra tenuis (Montagu, 1803)

Aequipecten opercularis (Linnaeus, 1758)

Aequipecten sp.
Bathyarca pectunculoides (Scacchi, 1834)
Callista chione (Linnaeus, 1758)
Cerastoderma glaucum (Poiret, 1789)
Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)
Chlamys sp.
Corbula gibba (Olivi, 1792)
Donax semistriatus Poli, 1795
Dosinia lupinus (Linnaeus, 1758)
Glycymeris insubrica (Brocchi, 1814)
Hiatella arctica (Linnaeus, 1767)
Hyalopecten similis (Laskey, 1811)
Lentidium mediterraneum (Costa, 1839)
Loripes lacteus (Linnaeus, 1758)
Lucinella divaricata (Linnaeus, 1758)
Mactra sp.
Modiolula phaseolina (Philippi, 1844)
Myrtea spinifera (Montagu, 1803)
Mysella bidentata (Montagu, 1803)
Mytilus sp.
Neolepton obliquatum Chaster, 1897
Nucula ex gr. *hanleyi* Winckworth, 1931
Nucula nitidosa (Winckworth, 1930)
Nucula spp.
Nucula sulcata Bronn, 1831
Nuculana illirica Carrozza, 1987
Nuculana pella (Linnaeus, 1767)
Ostrea sp.
Parvicardium exiguum (Gmelin, 1791)
Parvicardium minimum (Philippi, 1836)
Phaxas adriaticus (Coen, 1933)
Phaxas pellucidus (Pennant, 1777)
Pitar rudis (Poli, 1795)
Plagiocardium papillosum (Poli, 1795)
Pododesmus squama (Gmelin, 1791)
Pteria hirundo (Linnaeus, 1758)
Saccella commutata (Forbes, 1844)
Spisula subtruncata (Da Costa, 1778)
Tellina nitida Poli, 1791
Tellina sp.
Timoclea ovata (Pennant, 1777)

SCAPHOPODA

Dentalium inaequicostatum Dautzenberg, 1891

Pulsellum lofotense (Sars, 1865)

ANNELIDA**POLYCHAETA**

Ditrupa arietina (Müller, 1776)

L'ordinamento sistematico macrofaunistico adottato si basa sulla consultazione di diversi atlanti iconografici specialistici (e.g.: COSSIGNANI *et alii*, 1992; GIANNUZZI-SAVELLI *et alii*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; ARDOVINI & COSSIGNANI, 1999) e sulla consultazione di alcuni siti web riconosciuti per la tassonomia italiana ed europea (e.g.: www.faunaitalia.it/checklist/; www.itis.gov; www.somali.asso.fr/clemam/; www.marinespecies.org).

APPENDICE 6**DATAZIONI ^{14}C E METODI DI CALIBRAZIONE**

Il materiale utilizzato per le datazioni ^{14}C è essenzialmente di tre tipi: 1) foraminiferi bentonici, in genere misti; 2) molluschi provenienti da ambienti di deposizione prossimo al livello del mare (soprattutto ambienti di laguna e baia); e 3) torbe provenienti dallo stesso tipo di ambienti transizionali costieri. Le datazioni sono state effettuate con il metodo del radiocarbonio (metodologia AMS, Accelerator Mass Spectrometry) presso il laboratorio CAMS-LLNL (Center for Accelerator Mass Spectrometry del Lawrence Livermore National Laboratory, California, USA) o presso il laboratorio NOSAMS (National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility, Woods Hole Oceanographic Institution, USA).

Tutte le età radiocarbonio ottenute sono state corrette. Infatti le assunzioni implicite nel metodo rendono necessaria una calibrazione per trasformare gli anni radiocarbonio (età ^{14}C) in anni calendario o meglio in anni siderali. Negli anni cinquanta si cominciò a confrontare le età radiocarbonio con gli anni calendario utilizzando la dendrocronologia e ci si rese conto che gli anni apparenti misurati con il radiocarbonio non avevano una durata costante nel tempo (Suess, 1955). Poi, con l'avvento di tecniche sempre più sofisticate, sono state costruite curve di calibrazione che permettono di tener conto delle complesse fluttuazioni nel tempo della concentrazione di ^{14}C in atmosfera. Le procedure di calibrazione per campioni marini (non per le torbe) comprendono anche l'inserimento di un valore di correzione per l'effetto serbatoio (delta R) causato da valori del contenuto

isotopico del carbonio presente in mare non in equilibrio con quello atmosferico (STUIVER & BRAZIUNAS, 1993; HUGHEN *et alii*, 2004; REIMER *et alii*, 2004). Questa correzione diversa da bacino a bacino si applica misurando l'età apparente di molluschi raccolti e conservati nei musei o nelle collezioni prima che l'impatto delle esplosioni nucleari alterasse i rapporti isotopici del C in atmosfera, quindi prima del 1950. Il valore così documentato per l'effetto serbatoio in Adriatico risulta dalla media ponderata di due valori ottenuti da molluschi campionati a Rimini (LANGONE *et alii*, 1996) e a Barletta con un valore di 135,8 anni e un errore associato di 40,8 anni (vedere dettagli in PIVA *et alii*, 2008). I dati sono materialmente stati calibrati utilizzando il *software* Calib5.02 (STUIVER M. & REIMER P.J., 1993; HUGHEN *et alii*, 2004). La Tab. 5 riporta i campioni utilizzati, il materiale datato e i risultati ottenuti in età radiocarbonio e calibrate.

La precisione e l'accuratezza delle datazioni radiocarbonio ottenute dai campioni marini sono limitate da quattro principali fattori di incertezza: (1) la precisione analitica di laboratorio; (2) l'integrità geologico-stratigrafica dei materiali datati; (3) gli errori dovuti a variazioni del serbatoio marino; (4) le procedure di calibrazione (LOWE *et alii*, 2007). I problemi associati a questi diversi tipi di limitazioni metodologiche e pratiche sono discussi in dettaglio nell'Appendice 6 delle note illustrative del Foglio NK33- 5 Pescara (TRINCARDI *et alii*, in stampa).

In genere sono stati scelti depositi torbosi e/o molluschi caratteristici di ambienti lagunari prossimi allo zero del livello del mare. Non sono stati presi in considerazione, tuttavia, molluschi associati alla superficie di *ravinement* (rs) perché si tratta di bioclasti o biosomi riesumati da ambienti di retrospiaggia e rimaneggiati al procedere dello spostamento della spiaggia verso terra. Se la sedimentazione successiva è ridotta o assente, questi depositi possono essere ulteriormente «contaminati» dalla presenza di specie francamente marine eventualmente mescolate alle prime da processi di bioturbazione. Datazioni ottenute sulla superficie di *ravinement* riportate in lavori precedenti hanno fornito infatti valori molto dispersi (MARINO & PIGORINI, 1969; COLANTONI *et alii*, 1979).

In figura 16 le profondità a cui sono riportati i campioni datati tengono conto di tre correzioni: 1) è stata effettuata una decompattazione dei depositi tenendo conto del rapporto tra la penetrazione del carotiere e il recupero totale della carota in ogni stazione; 2) il campione viene riferito alla profondità sotto il fondo a cui corrisponde; 3) viene tenuto conto della paleo-batimetria del deposito a cui un dato campione appartiene. Nel caso di molluschi di ambiente salmastro e torbe di laguna costiera, l'ambiente deposizionale è prossimo allo zero del livello del mare al momento della deposizione. Nel caso di depositi *offshore* (ad esempio i fanghi a *Turritella* del sistema di stazionamento alto tardo-olocenico), il campione non si

trova sulla curva che rappresenta il paleo livello zero del mare ma ad una paleoprofondità maggiore.

TAB. 5 - *Datazioni assolute con il metodo del radiocarbonio sui campioni prelevati dalle carote. Il numero nella prima colonna è la sigla con cui è riportata la posizione delle carote nella carta superficiale.*

n	Sigla Carota	Profondità (m)	Profondità campione (cm)	Materiale analizzato	Età ¹⁴ C (a BP) ±	Età calibrata max(cal.)min 2 sigma (a BP)
1	CM95-33	33,8	103-107	foram. bent.	1120 40	494 (575) 656
			249-255	foram. bent.	4380 50	4148 (4332) 4515
2	CM95-35	34	283-288	ostrea	4250 50	3978 (4175) 4371
5	AN97-2	39,3	123	conchiglia	900 40	291 (392) 493
			158	conchiglia	1360 40	665 (779) 893
			249	conchiglia	3480 40	3034 (3193) 3352
			340	conchiglia	5270 40	5326 (5460) 5594
8	AN97-7	72,3	520	conchiglia	7600 40	7789 (7918) 8047
			375-376	conchiglia	12690 60	13822 (13990) 14168
12	AN97-15	55,1	413-414	conchiglia	12250 40	13414 (13565) 13715
			205-207	foram. bent.	1070 50	450 (547) 644
19	AN97-29	76,8	421-428	foram. bent.	4520 50	4385 (4580) 4774
21	AN97-31	80,4	265-266	conchiglia	10110 70	10668 (10910) 11145
31	AMC99-31	98,5	179-180	torba	12440 60	14171 (14530) 14880
32	COS01-1	82	37	conchiglia	13900 60	15470 (15880) 16280
75	SAM03-B4	89,5	272-273	conchiglia	12600 55	14473 (14800) 15126
			71	conchiglia	11300 50	12686 (12780) 12873
			182-184	conchiglia	13250 60	14681 (14970) 15267
			191-192	sedimento	12250 85	13882 (14240) 14605
80	SAM03-B9	88	221-222	conchiglia	13850 50	15415 (15804) 16193
84	SAM03-B16	90,5	185-188	conchiglia	11750 40	12967 (13094) 13221
89	SAM03-B25	90	235-237	conchiglia	13250 50	14708 (14979) 15249
			263-264	sedimento	12850 55	14943 (15200) 15453

NOTE: Il programma di calibrazione usato per i dati relativi alla carta superficiale è RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 4.3 (disponibile nel sito Internet: <http://depts.washington.edu/qil/calib/calib.html>). Il programma è stato messo a punto da UNIVERSITY OF WASHINGTON - QUATERNARY ISOTOPE LAB e riportato in STUIVER M. & REIMER P.J. (1993). I campioni di conchiglie di foraminiferi o molluschi marini sono stati corretti applicando anche la correzione per l'effetto serbatoio (delta R) media per il bacino Adriatico (LANGONE *et alii*, 1996).

Ringraziamenti

Desideriamo ringraziare i Geologi del Servizio Geologico d'Italia, ISPRA, per gli scambi di opinioni in fase di impostazione e realizzazione del progetto di Cartografia Geologica Marina a scala 1:250.000 e per il lavoro di revisione dei prodotti cartografici e delle Note Illustrative. Ringraziamo inoltre ENI-Agip S.p.A. per aver consentito l'accesso a rilievi sismici commerciali nell'area del Foglio e in quelle adiacenti e per aver messo a disposizione dati relativi ai pozzi e l'Istituto Idrografico della Marina per la validazione dei dati batimetrici. Ringraziamo inoltre la Dr. M. RAVAIOLI, Responsabile della UOS di Bologna di ISMAR per il sostegno dato al progetto e i comandanti E. GENTILE, V. LUBRANO, ed i loro equipaggi per il lavoro svolto durante le campagne di acquisizione dati a bordo della N/O Urania del CNR.

BIBLIOGRAFIA

- ALBANI A.D. & SERANDREI BARBERO R. (1982) - *A foraminiferal fauna from the lagoon of Venice, Italy*. Journal of Foraminifera Research, **12**: 234-241.
- ALEXANDER C.R., DEMASTER D.J. & NITTROUER C.A. (1991) - *Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting: The Yellow Sea*. Mar. Geol., **98**: 51-72.
- ANDERSON J.B. & THOMAS M.A. (1991) - *Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: The record of such events and their influence on sedimentation*. Sediment. Geol., **70**: 87-104.
- ARDOVINI R. & COSSIGNANI T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.
- ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L'avanfossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 03, **1991/1**: 371-381.
- ARGNANI A., BONAZZI C. & COSTA PISANI P. (2002) - *Neogene deformation in the central Adriatic Sea*. B. Geofisica Teorica Appl., **42**, suppl.: 135-138.
- ARGNANI A., BONAZZI C., EVANGELISTI D., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M. & MELE G. (1996) - *Tettonica dell'Adriatico meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 227-237.
- ARGNANI A. & FRUGONI F. (1997) - *Foreland Deformation in the Central Adriatic and its Bearing on the Evolution of the Northern Apennines*. Annali di Geofisica, **40**: 771-780.
- ARGNANI A. & GAMBERI F. (1997) - *Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale*. Atti convegno Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino. Studi Geologici Camerti, **1995/1**: 19-27.
- ARGNANI A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *Tertiary Siliciclastic Turbidite Systems*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluwer Academic Pub., 327-350, Dordrecht.
- ARIZTEGUI D., ASIOLI A., LOWE J.J., TRINCARDI F., VIGLIOTTI L., TAMBURINI F., CHONDROGIANNI C., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZANTI M., MERCURI A.M., VAN DER KAARS S., MCKENZIE J.A. & OLDFIELD F. (2000) - *Palaeoclimatic reconstructions and formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the Central Mediterranean region*. Palaeoclimatology, Paleoecology, Paleogeography, **158**: 215-240.
- ARTEGIANI A., BREGANT D., PASCHINI E., PINARDI N., RAICICH F. & RUSSO A. (1997a) - *The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air-sea interactions and water mass structure*. J. Phys. Oceanogr., **27**: 1492-1514.
- ARTEGIANI A., BREGANT D., PASCHINI E., PINARDI N., RAICICH F. & RUSSO A. (1997b) - *The Adriatic Sea general circulation. Part II: Baroclinic circulation structure*. J. Phys. Oceanogr., **27**: 1515-1532.
- ARTONI A. (2007) - *Growth rates and two-mode accretion in the outer orogenic wedge-foreland basin system of Central Apennine (Italy)*. B. Soc. Geol. It., **126**: 531-556.
- ASIOLI A. (1996) - *High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS Project*. In: Guilizzoni, P., Oldfield, F. (Eds.), *Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*. Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia **55**: 197 - 218.
- ASIOLI A. & PIVA A. (2007) - *Il ruolo dei foraminiferi nelle ricostruzioni paleoceanografiche e paleoclimatiche: esempi dal Mediterraneo Centrale (Adriatico) per il tardo Olocene attraverso un approccio multidisciplinare*. Informatore Botanico, **38** (1): 14-24.
- ASIOLI A., TRINCARDI F., LOWE J.J. & OLDFIELD F. (1999) - *Short-term climate changes during the Last Glacial-Holocene transition: comparison between Mediterranean records and the GRIP event stratigraphy*. J. Quat. Sci., **14**: 373-381.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G. & ROUGERIE F. (1996) - *Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge*. *Nature*, **382**: 241-244.
- BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS R.G. (1990) - *U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years*. *Nature*, **346**: 456-458.
- BARMAWIDJAJA D.M., JORISSEN F.J., PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G.J. (1992) - *Microhabitat selection by benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea*. *Journal of Foraminifera Research*, **22/4**: 297-317.
- BERNDT C., CATTANEO A., SZUMAN M., TRINCARDI F. & MASSON D. (2006) - *Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea - deformation or sediment waves?* In P. WEAVER, M. CANALS & F. TRINCARDI (Eds.): "EUROSTRATAFORM Special Issue". Elsevier, *Mar. Geol.*, **234**: 261-270, Amsterdam.
- BERNOULLI D. (2001) - *Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*. In G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluwer Academic Pub., 307-326, Dordrecht.
- BERTELLO F., FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2008a) - *Hydrocarbon occurrences in Mesozoic carbonate units in Italy*. 70° EAGE Conference & Exhibition. Roma, Italia, 9-12 giugno 2008.
- BERTELLO F., FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2008b) - *Overview of the Italy's Petroleum Systems and Related Oil and Gas Occurrences*. 70° EAGE Conference & Exhibition. Roma, Italia, 9-12 giugno 2008.
- BERTOTTI G., CASOLARI E. & PICOTTI V. (1999) - *The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate*. *Terra Nova*, **11**: 168-173.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., CHILOVI C., FANTONI R., MERLINI S. & MOSCONI A. (2001) - *Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): Foredeeps and lithospheric buckling*. *Tectonics*, **20**: 771-787.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural model of Italy and gravity map*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114**, 3, 9 fogli, CNR, Roma.
- BLANCHON P. & SHAW J. (1995) - *Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse*. *Geology*, **23**: 4-8.
- BONDESAN M., FAVERO V. & VINALS M.J. (1995) - *New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene*. *Quatern. Int.*, **29/30**: 105-110.
- BORTOLUSSI A. (2009) - *Security of marine aggregate supply in Italy*. EMSAGG Conference, 7-8 May 2009, Rome, Italy. Paper13.
- BRAMBATI A. & VENZO G.A. (1967) - *Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste*. *Studi Trentini Scienze Naturali*, **44**: 202-274.
- CALANCHI, N., DINELLI, E., LUCHINI, F., & MORDENTI, A. (1996) - *Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from lake Albano and central Adriatic Sea cores*. In: Guilizzoni, P., Oldfield, F. (Eds.), *Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*. Memorie del'Istituto Italiano di Idrobiologia **55**: 247-264.
- CAMERLENGHI A. & PINI G.A. (2009) - *Mud volcanoes, olistostromes and Argille scagliose in the Mediterranean region*. *Sedimentology*, **56**(1): 319-365.
- CAPOTONDI L., BORSETTI A.M. & MORIGI C. (1999) - *Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea*. *Marine Geology* **153** (1-4): 253-274.
- CARATORI TONTINI F., STEFANELLI P., GIORI I., FAGGIONI O. & CARMISCIANO C. (2004) - *The revised aeromagnetic anomaly map of Italy*. *Ann. Geophys.*, **47/5**: 1547-1555.
- CARRUBA S., CASNEDI R. & PEROTTI C.R. (2005) - *Mechanism and timing of the Pliocene-Pleistocene foredeep migration in the Abruzzo offshore area (central Adriatic)*. In: I.R. FINETTI (Ed.). "CROP - Deep seismic exploration of the Mediterranean region". Elsevier, 563-580, Amsterdam.

- CARRUBA S., CASNEDI R., PEROTTI C., TORNAGHI M. & BOLIS G., (2003) – Tectonic and sedimentary evolution of the Lower Pliocene Periadriatic foredeep in Central Italy. *Int. J. Earth Sci.*, **95**: 665–683.
- CASERO P., RIGAMONTI A. & IOCCA M. (1990) – *Paleogeographic relationships during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 807-814.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. & LOZEI A. (2003) – *The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data. A new synthesis*. *B. Soc. Geol. It.*, **122**: 365-376.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) – *Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs*. In: F.C. WEZEL (Ed.). “*Origin of arcs*”. *Development in Geotectonics*, **21**: 253-280, Amsterdam.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C., & AMATO A. (2006) – *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma <http://www.ingv.it/CSI/>
- CATTANEO A. & STEEL R. J. (2003) - *Transgressive deposits: a review of their variability*. *Earth-Sci. Rev.*, **62**: 187-228.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., LANGONE L. & TRINCARDI F. (2003) - *The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations*. *Mar. Geol.*, **193**: 61-91.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., MARSSET T., THOMAS Y. & TRINCARDI F. (2004a) - *Morphobathymetric analysis of seafloor undulations on the Adriatic shelf and comparison to known examples of deepwater sediment waves*. *Mar. Geol.*, **213**: 121-148.
- CATTANEO A. & TRINCARDI F. (1999) - *The late-Quaternary transgressive record in the Adriatic epicontinental sea: basin widening and facies partitioning*. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and sedimentologic Interpretation*. SEPM Special Publication 64: 127-146.
- CATTANEO A., TRINCARDI F. & ASIOLI A. (1997) – *Shelf sediment dispersal in the late-Quaternary transgressive record around the Tremiti High (Adriatic Sea)*. *Giorn. Geol.*, **59**: 217-244.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & CORREGGIARI A. (2007) - *Climoform formation in the Adriatic Sea: Energy-limited bottomset*. *Cont. Shelf Res.*, **27**: 506-525.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004b). *Climoformation generation on Mediterranean Margins*. *Oceanography*, **17/4**: 104-117.
- CAVALERI L. (2000) – *The oceanographic tower Acqua Alta – activity and prediction of sea states at Venice*. *Coast. Engineering*, **39**: 29-70.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) – *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. *Earth-Sci. Rev.*, **15**: 213-292.
- CIABATTI M. (1967) – *Ricerche sull'evoluzione del delta padano*. *Giorn. Geol.*, **34/1966**: 381-410.
- CIABATTI M., CURZI P.V. & RICCI LUCCHI F. (1987) - *Quaternary sedimentation in the Central Adriatic Sea*. *Giornale di Geologia*, **49**: 113-125.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) – *Rapporto sul workshop “Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene”* (29 settembre – 4 ottobre 1994). *B. Soc. Geol. It.*, **114**: 319-336.
- CITA SIRONI M.B., CAPOTONDI L. & ASIOLI A. (2005) - *The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. *Rend. Fis. Acc. Lincei, Geologia, serie 9*, **16**: 297 – 310.
- COLANTONI P., GABBIANELLI G. & CEFFA L. (1997) - *Methane venting and authigenic carbonate formation in the Adriatic Sea*. In G.B.Vai, M.Taviani, P.Aharon & S.Conti eds. *COLD-E-VENT International Workshop: Hydrocarbon Seepage and Chemosynthesis in Tethyan Relic Basins: Products, Processes and Causes, Abstracts with Program*: 9.
- COLANTONI P., GALLIGNANI P. & LENAZ R. (1979) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic continental shelf*. *Mar. Geol.*, **33**: 41-50.
- COLANTONI P., PRETI M. & VILLANI B. (1990) - *Sistema deposizionale e linea di riva olocenica sommersi in Adriatico e al largo di Ravenna*. *Giornale di Geologia*, **52**: 1-18.

- COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2001) - *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni*. Quaderni Servizio Geologico, Serie III, 7: fascicoli I-VII.
- CONTI A., STEFANON A., ZUPPI G.M. (2002). *Gas seeps and rock formation in the northern Adriatic Sea*. Continental Shelf Research 22, 2333–2344.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A., CARRÀ D., PENITENTI D., PRETI M. & TRINCARDI F., (2002) - *Offshore sand for beach restoration: North Adriatic shelf examples*. In: *Erosion littorale en Mediterranee occidentale: dynamique, diagnostic et remdes*. Tangeri, Marocco, 18-21 Settembre 2002, CIESM Workshop n. 18: 79-82.
- CORREGGIARI A. & REMIA A. (2005) – *Ricerca ed individuazione di depositi sabbiosi in Adriatico Centrale*. Rapporto tecnico ISMAR- CNR, 26 pp.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf*. Journal of Sedimentary Research, **71/2**: 218-236.
- CORREGGIARI, A., CATTANEO, A. & TRINCARDI, F. (2005) - *Depositional patterns in the Late-Holocene Po delta system*. In: Bhattacharya, J.P., Giosan, L. (Eds.), *River Deltas: Concepts Models and Examples*, SEPM Special Publication, **83**: 365–392.
- COSSIGNANI T., COSSIGNANI V., DI NISIO A. & PASSAMONTI M. (1992) – *Atlante delle conchiglie del Medio Adriatico*. - *Atlas of shells from Central Adriatic Sea*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-108, Ancona.
- COTECCIA V. (2006). *The second Hans Cloos Lecture. Experience drawn from the great Ancona landslide of 1982*. Bull. Eng. Geol. Env., **65**: 1-41.
- DE ALTERIIS G. (1995) – *Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea*. Tectonophysics, **252**: 349-373.
- DE STIGTER H. C., JORISSEN F. J. & VAN DER ZWAAN G. J. (1998) - *Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to deep sea transect in the southern Adriatic Sea*. Journal of Foraminifera Research, **28**: 40–65.
- DEZES P. & ZIEGLER P.A. (2008) – *Map of the European Moho, version 1.3*. <http://comp1.geol.unibas.ch>.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIERI P. (1994) – *The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere*. Tectonics, **13**: 1309-1321.
- D'ONOFRIO, S. (1969). *Ricerche sui foraminiferi nei fondali antistanti il delta del Po*. Giornale di Geologia, Serie 2, **36**: 189-310.
- DONNICI, S. & SERANDREI-BARBERO, R. (2002) - *The benthic foraminiferal communities of the North Adriatic continental shelf*. Marine Micropaleontology **44**: 93–123.
- FABBRI A., ARGNANI A., BORTOLUZZI G., CORREGGIARI A., GAMBERI F., LIGI M., MARANI M., PENITENTI D., ROVERI M. & TRINCARDI F. (2002) - *Carta Geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000: guida al rilevamento*. Quaderni Servizio Geologico, Serie III, Vol. 8: pp. 101.
- FAIRBANKS R.G. (1989) - *A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation*. Nature, **342**: 637-642.
- FAIRBANKS R. G. (1990) - *The age and origin of the Younger Dryas climate "event" in Greenland ice cores*. Paleoceanography, **6**: 937-948.
- FANTONI R. & R. FRANCIOSI (2008a) - *Geological Framework of Po Plain and Adriatic Foreland System*. 70° EAGE Conference & Exhibition. Roma, Italia, 9-12 giugno 2008.
- FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2008b) - *8 geological sections crossing Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. online Soc. Geol. It., **3**: 365-366.
- FARR T.G., ROSEN P.A., CARO E., CRIPPEN R., DUREN R., HENSLEY S., KOBRICK M., PALLER M., RODRIGUEZ E., ROTH L., SEAL D., SHAFFER S., SHIMADA J., UMLAND J., WERNER M., OSKIN M., BURBANK D. & ALSDORF D. (2007) – *The Shuttle Radar Topography Mission*. Rev. Geophys., **45**: 183-215.

- FERRETTI M., MORETTI E., SAVELLI D., STEFANON A., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1986) - *Late-Quaternary alluvial sequences in the northwestern Adriatic sea from UNIBOOM profiles.*, **4**: 63-72.
- FERRI F., VENTURA R., COREN F. & ZANOLLA C. (A CURA DI) (2005) – *CARTA GRAVIMETRICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:1.250.000*. SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (APAT). SELCA, FIRENZE.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geol. Teor. Appl., **24**: 247-312.
- FINETTI I.R. & DEL BEN A. (2005) – *Crustal Tectono-Stratigraphic Setting of the Adriatic Sea from New CROP Seismic Data*. In: I.R. FINETTI (Ed). “CROP – Deep seismic exploration of the Mediterranean region”. Elsevier, 519-547, Amsterdam.
- FONTES J.C. & BERTOLAMI G. (1973) – *Subsidence of the Venice area during the past 40.000 ys*. Nature, **244**: 339-341.
- FRANCIOSI R. & VIGNOLO A. (2002) – *Northern Adriatic foreland – a promising setting for the southalpine midtriassic petroleum system*. 64th EAGE Conference & Exhibition. Firenze, Italia, 27-30 maggio 2002.
- FRANCO P., JEFTIC L., MALANOTTE-RIZZOLI P., MICHELATO A. & ORLIC M. (1982) - *Descriptive model of the North Adriatic*. Oceanol. Acta, **5**: 379-389.
- FRIGNANI M. & LANGONE L. (1991) - *Accumulation rates and ¹³⁷Cs distribution in sediments off the Po River delta and the Emilia-Romagna coast (northwestern Adriatic Sea, Italy)*. Cont. Shelf Res., **11**: 525-542.
- FRIGNANI M., LANGONE L., RAVAIOLI M., SORGENTE D., ALVISI F. & ALBERTAZZI S. (2005) - *Fine-sediment mass balance in the western Adriatic continental shelf over a century time scale*. Mar. Geol., **222-223**: 113-134.
- FUNICIELLO R., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1981) – *Carta tettonica d'Italia*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. 269.
- GARCÍA-GARCÍA A., ORANGE D.L., MISEROCCHI S., CORREGGIARI A., LANGONE L., LORENSEN T., TRINCARDI F., NITTROUER C. (2007) - *What controls shallow gas in Western Adriatic Sea?*, Continental Shelf Research, (MILLIGAN T. e CATTANEO A., Eds.). Vol 27: 359-374.
- GEISS E. (1987) – *A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area*. Annales Geophysicae, **5B**: 623-630.
- GELETTI R., DEL BEN A., Busetti M., RAMELLA R. & VOLPI V. (2008) - *Gas seeps linked to salt structures in the Central Adriatic Sea basin*. Basin Research, **20** (4): 473-487.
- GEORGE D.A. & HILL P.S. (2008) - *Wave climate, sediment supply and the depth of the sand–mud transition: A global survey*. Mar. Geol., **254**: 121-128.
- GEORGE D.A., HILL P.S. & MILLIGAN T.G. (2007) - *Flocculation, heavy metals (Cu, Pb, Zn) and the sand-mud transition on the Adriatic continental shelf, Italy*. Cont. Shelf Res., **27**: 475-488.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1994) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-125, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1996) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-258, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1999) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-127, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2001) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-246, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2003) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-298, Roma.
- GRANDIC S., BOROMISA-BALAS E. & SUSTERCIC M. (1997) - *Exploration concept and characteristics of the stratigraphic and structural models of the Dinarides in Croatian onshore area, Part II: hydrocarbon consideration*. Nafta, **48**(8-9): 249-266.
- GRANDIC S., BOROMISA-BALAS E., SUSTERCIC M. & KOLBAH S. (1999) - *Hydrocarbon possibilities in the Eastern Adriatic Slope zone of Croatian onshore*. Nafta, **50**(2): 51-73.

- HARDIE L.A. & LOWENSTEIN T.K. (2004) – *Did the Mediterranean Sea dry out during the Miocene? A reassessment of the evaporite evidence from DSDP Legs 13 and 42A cores*. J. Sed. Res., **74**: 453-461.
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. (1994) - *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. Sediment. Geol., **92**: 31-52.
- HEMLEBEN C., SPINDLER M. & ANDERSON O.R. (Eds.) (1989) - *Modern planktic foraminifera*, Springer-Verlag, New York, 368 pp.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) – *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Mar. Petrol. Geol., **5**: 2-16.
- HOVLAND M. & CURZI P. (1989) - *Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea*. Mar. Petrol. Geol., **6**: 161-169.
- HUGHEN K., LEHMAN S., SOUTHON J., OVERPECK J., MARCHAL O., HERRING C. & TURNBULL J. (2004) - *¹⁴C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years*. Science, **303**: 202–207.
- JACKSON M.P.A., ROBERTS D.G. & SNELSON S. (1995) – *Salt Tectonics: A Global Perspective*. AAPG Memoirs, **65**, 454 pp. American Association of Petroleum Geologists Pub.
- JERVEY M.T. (1988) - *Quantitative Geological Modelling of Siliciclastic Rock Sequences and their Seismic Expression*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST. C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): “*Sea Level Change: An Integrated Approach*”. Soc. of Econ. Pal. and Min. spec. publ., **42**: 47-69, Tulsa.
- JORISSEN F.J. (1987) - *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea*. Marine Micropaleontology, **12**: 21-48.
- JORISSEN F.J. (1988) - *Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropal. Bulletin **37**: 176.
- JORISSEN F.J., BARMAWIDJAJA D.M. PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G.J. (1992) - *Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux*. Marine Micropaleontology, **19**: 131-146.
- KOYI H. A., GHASEMI A., HESSAMI K., & DIETL C. (2008) - *The mechanical relationship between strike-slip faults and salt diapirs in the Zagros fold-thrust belt*. J. Geol. Soc. London, **165**(6): 1031-1044.
- KRUSE S.E. & ROYDEN L.H. (1994) – *Bending and unbending of an elastic lithosphere: The Cenozoic history of the Apennine and Dinaride foredeep basins*. Tectonics, **13**: 278-302.
- KUEHL S.A., LEVY B.M., MOORE W.S. & ALLISON M.A. (1997) - *Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system*. Mar. Geol., **144**: 81-96.
- LANGONE L., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (1996) - *Age-depth modelling through the late Quaternary deposits of the central Adriatic basin*. In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): “*Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*”. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 177-196, Pallanza.
- LEE H.J., SYVITSKI J.P.M., PARKER G., ORANGE, D., LOCAT J., HUTTON E.W.H. & IMRAN J. (2002). *Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the “Humboldt slide”, and modelling results*. Mar. Geol. **192**: 79–104.
- LETOUZEY J., COLLETTA B., VIALLY R., & CHERMETTE J. C. (1995) - *Evolution of salt-related structures in compressional settings*. In M. P. A. JACKSON, D. G. ROBERTS, & S. SNELSON (Eds.) “*Salt tectonics: a global perspective*”. AAPG Memoir, **65**: 41-60.
- LOCKER S.D., HINE A.C., TEDESCO L.P. & SHINN E.A. (1996) – *Magnitude and timing of episodic sea-level rise during the last deglaciation*. Geology, **24**: 827-830.
- LOWE J.J., BLOCKLEY S., TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A. & MATTHEWS I.P. (2007) - *Age modelling of late-Quaternary marine sequences (Adriatic sea): towards improved precision and accuracy*. Continental Shelf Research, Vol. 27: 560-582.
- MALANOTTE RIZZOLI P. & BERGAMASCO A. (1983) - *The dynamics of the coastal region of the northern Adriatic Sea*. J. Phys. Oceanogr., **13**: 1105-1130.

- MANZI V., LUGLI S., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2005) – *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?* Sedimentology, **52**: 875-902.
- MARINO C.M. & PIGORINI B. (1969) - *Datatione dei sedimenti recenti del Mare Adriatico col metodo del radiocarbonio*. Atti Società Italiana di Scienze Naturali, **109**: 469-488.
- MENICHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) – *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiano-romagnola*. Studi Geologici Camerti, **1991/1**: 279-293.
- MISEROCCHI S., LANGONE L. AND TESI T. (2007). *Content and isotopic composition of organic carbon within a flood layer in the Po River prodelta (Adriatic Sea)*. Cont. Shelf Res., **27**: 338-358.
- MILLIGAN T.G. & CATTANEO A. (2007) - *Sediment dynamics in the western Adriatic Sea: From transport to stratigraphy*. Cont. Shelf Res., **27**: 287-295.
- MILLIMAN J.D. & SYVITSKI J.P.M. (1992) - *Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers*. J. Geol., **100**: 525-544.
- MORLEY C.K. (1986) – *A classification of thrust fronts*. AAPG Bull., **70**: 371-378.
- MURRAY J. W. (2006) – *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, 426 pp.
- NICOLICH R. & DAL PIAZ G.V. (1991) - *Isobate della Moho in Italia*. In: Structural Model of Italy, 1 : 500.000. Progetto finalizzato Geodinamica, CNR, Roma.
- NITTRouer C., MISEROCCHI S. & TRINCARDI F. (2004) - *The PASTA Project: Investigation of Po and Apennine Sediment Transport and Accumulation*. Oceanography, **17/4**: 46-57.
- OLDFIELD F., ASIOLI A., ACCORSI C. A., MERCURI A. M., JUGGINS S., LANGONE L., ROLPH T., TRINCARDI F., WOLFF G., GIBBS Z., VIGLIOTTI L., FRIGNANI M., VAN DER POST K. & BRANCH N. (2003) - *A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea*. Quaternary Science Reviews, **22**:319-342.
- ORANGE D.L., GARCIA-GARCIA A., MCCONNELL D., LORENSEN T., FORTIER G., TRINCARDI F., CAN E. (2005) - *High-resolution surveys for geohazards and shallow gas: NW Adriatic (Italy) and Iskenderun Bay (Turkey)*, Marine Geophysical Researches, Vol. 26 (2-4): 247-266.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) – *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): “Foreland Basins”. Int. Ass. Sediment., spec. publ., **8**: 183-198.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3° E.A.P.G. Conference, Adriatic foredeep field trip guidebook, 85 pp.
- ORTOLANI F., & PAGLIUCA S. (1988) – *Il Gargano (Italia meridionale): un settore di "avampaese" deformato tra le catene Appenninica e Dinarica*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**: 1245-1252.
- PALINKAS C. M. & NITTRouer C. A. (2006) – *Cliniform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Mar. Geol., **234**: 245-260.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.
- PELTIER W.R. & FAIRBANKS R.G. (2006) - *Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record*. Quaternary Science Reviews **25**, 3322–3337.
- PENLAND S., BOYD R. & SUTER J.R. (1988) - *Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: A model for barrier shoreline and shelf sand development*. J. Sediment. Petrol. **58** : 932–949.
- PETRUCCI F., MEDIOLI F.S., SCOTT D.B., PIANETTI F.A. & CAVAZZINI R. (1983) - *Evaluation of the usefulness of foraminifera as sea level indicators in the Venice lagoon (N. Italy)*. Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense **19**: 63–77.

- PICHA F.J. (2002) - *Late orogenic strike-slip faulting and escape tectonics in frontal Dinarides Hellenides, Croatia, Yugoslavia, Albania and Greece*. AAPG Bull., **86**: 1659-1671.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. **414**: 23 pp, Roma.
- PIVA A., ASIOLI A., TRINCARDI F., SCHNEIDER R. R. & VIGLIOTTI L. (2008) - *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. The Holocene, **18/1**: 153-162.
- PONDRELLI, S., SALIMBENI S., EKSTRÖM G., MORELLI A., GASPERINI P. & VANNUCCI G. (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Plan. Int., **159/3-4**: 286-303.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1993) - *Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors*. Sed. Geol., **86**: 91-109.
- POSAMENTIER H.W., ERSKINE R.D. & MITCHUM R.M.JR. (1991) - *Models for Submarine-Fan Deposition within a Sequence-Stratigraphic Framework*. In: P. WEIMER & M.H. LINK (Eds.): "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite System". Springer-Verlag, 127-136, New York.
- POSAMENTIER H.W., JAMES D.P., ALLEN G.P. & TESSON M. (1992) - *Forced Regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance*. AAPG Bull., **76**: 1687-1709.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic control on clastic deposition, II - Sequence and systems tract models*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J. C. VAN WAGONER (Eds.): "Sea Level Change: An Integrated Approach". Soc. Econ. Pal. Min, spec. publ., **42**: 125-154.
- POULAIN P.M. (2001) - *Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999*. J. Mar. Syst., **29**: 3-32.
- PUIG, P., OGSTON, A.S., GUILLÉN, J., FAIN, A.M.V. & PALANQUES A. (2007) - *Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea)*. Cont. Shelf Res., **27**: 452-474.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK, J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P. G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING ST., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- RICCI LUCCHI F. (1973) - *Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep-basin conditions in Peroadriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy)*. In: DROGGER (Ed.): "Messinian Events in the Mediterranean". Konin. Nderl. Akd. van Wetensch., Geodynamic Sci. Rep. 7: 142-149.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): "Foreland Basins". Int. Ass. Sediment, spec. publ., **8**: 105-139.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASFARI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): "Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano". Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., 17-46.
- RIDENTE D. & TRINCARDI F. (2002) - *Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy)*. Mar. Geol., **184**: 273-293.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - *Study of the seismic sequence of Porto San Giorgio (Marche), 3 July 1987*. Il Nuovo Cimento della Società Italiana di Fisica, Sezione C, **12**, n. 4: 453-467.
- ROHLING E. J., JORISSEN F. J. & DE STIGTER H. C. (1997) - *200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea*. Journal of Micropaleontology, **16**: 97-108.

- ROHLING E. J., JORISSEN F. J. & DE STIGTER H. C. (1997) - *200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea*. *Journal of Micropaleontology*, **16**: 97-108.
- ROVERI M., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (2001) - *Ultra high-resolution marine record of paleoenvironmental changes in the last 5000 years*. *Archivio di Oceanografia e Limnologia*, **22**, 223-234.
- ROVERI, M., GENNARI, R., IACCARINO, S.M., MANZI, V., RIZZINI, R., ROSSI, M., BOSCOLO GALLO A., LUGLI, S., NEGRI, A. & TAVIANI, M. (2005) - *The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy)*. *GeoActa*, **4** 139-158.
- ROVERI M. & MANZI V. (2007) - *Gessoso-Solfifera*. In: M.B. CITA, E. ABBATE, M. BALINI, M.A. CONTI, P. FALORNI, D. GERMANI, G. GROPELLI, P. MANETTI, F.M. PETTI & COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA (Eds.): “*Carta Geologica d’Italia 1:50.000 - Catalogo Delle Formazioni*”. Quaderni, Serie III, **7/VII** - Unità tradizionali (2): 303-310.
- ROVERI M., MANZI V., GENNARI R., IACCARINO S.M. & LUGLI S. (2008) - *Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications*. *Boll. Soc. Paleo. It.*, **47** (2): 71-85.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy; an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. *Geology*, **15**: 714-717.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) - *Cross Section Balancing in the Central Apennines: An Application of LOCACE*. *AAPG Bull.*, **75**: 832-844.
- SANTAIOLA, F., COTECCHIA, V., MONTERISI, L. (2004) - *Geological evolution and landslide mechanisms along the central Adriatic coastal slopes*. In : *Advances in geotechnical engineering*. The Skempton Conference 2004. Thomas Telford, London, 943-954.
- SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1990) - *Cyclic sedimentation and erosion of quaternary sedimentary wedges off the Gargano Promontary (Southern Adriatic Sea)*. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, **8**: 163-175.
- SCHWANDER M.M. (1989) - *The southern Adriatic basin, offshore Italy*. In: A.W. BALLY (Ed.): “*Atlas of seismic stratigraphy*”. *AAPG Studies*, **27**, vol. III: 111-115.
- SCISCIANI V. & MONTEFALCONE R. (2005) - *Evoluzione neogenico-quadernaria del fronte della catena centro-appenninica: vincoli dal bilanciamento sequenziale di una sezione geologica regionale*. *B. Soc. Geol. It.*, **124**: 579-599.
- SCOTT D.B., MEDIOLI, F.S. & SCHAFFER C. (2001) - *Monitoring in Coastal Environments using Foraminifera and Thecamoebians Indicators*. Cambridge University Press, 177 pp.
- SCROCCA D. (2006) - *Thrust front segmentation induced by differential slab retreat in the Apennines (Italy)*. *Terra Nova*, **18**: 154-161.
- SEN GUPTA B.K. (Ed) (1999) - *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.
- SERANDREI-BARBERO, R., ALBANI, A. & BONARDI, M. (2004) - *Ancient and modern salt marshes in the Lagoon of Venice*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **202**: 229-244.
- STUIVER M & BRAZIUNAS T F (1993) - *Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC*. *Radiocarbon* **35**:137-189.
- SULTAN N., CATTANEO A., URGELES R., LEE H., LOCAT J., TRINCARDI F., BERNE S., CANALS M. & LAFUERZA S. (2008) - *A geomechanical approach for the genesis of sediment undulations on the Adriatic shelf*. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9/4**, Q04R03, doi:10.1029/2007GC001822
- STORMS J.E.A., WELTIJE G.J, TERRA G.J., CATTANEO A., & TRINCARDI F. (2008) - *Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the Northern Adriatic shelf (Italy)*. *Quat. Sci. Rev.*, **27**: 1107-1123.
- SYVITSKI J.P.M. (2008) - *Deltas at risk*. *Sustainability Science*, **3**, 23-32. DOI 10.1007/s11625-008-0043-3
- SYVITSKI J.P.M. & KETTNER A. J. (2007) - *On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic Sea*. *Cont. Shelf Res.*, **27**: 296-308.

- SYVITSKI, J.P.M., VOROSMARTY C.J., KETTNERA.J., GREEN P. (2005). *Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean*. Science, 308: 376-380.
- TAVIANI, M. (2001) - *Fluid venting and associated processes. In: Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins* (G.B.Vai & P.Martini, eds.), Kluwer Academic Publishers, Chapter 20: 351-366.
- TAVIANI M., CORREGGIARI A., ROVERI M., TRINCARDI F., AHARON P. & FROGLIA C. (1997) - *Shallow-water, hydrocarbon-imprinted authigenic carbonates from the Adriatic continental shelf: petrographical, geochemical and paleobiological aspects and implications for the genesis of mudmounds*. In G.B.Vai, M.Taviani, P.Aharon & S.Conti eds. *COLD-E-VENT International Workshop: Hydrocarbon Seepage and Chemosynthesis in Tethyan Relic Basins: Products, Processes and Causes* Abstracts with Program: 21.
- TESI, T., MISEROCCHI, S., GONI, M.A., LANGONE, L., BOLDRIN, A., TURCHETTO, M. (2007) - *flux Organic matter origin and distribution in suspended particulate materials and surficial sediments, from the western Adriatic Sea (Italy)*. Estuarine, Coastal and Shelf Science., **73**: 431-446.
- TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G.P. & RAVENNE C.H. (1990) - *Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhone continental shelf, France*. Mar. Geol., **91**: 325-332.
- THORNE J.A. & SWIFT D.J.P. (1991) - *Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts and bounding surfaces*. In D.J.P. SWIFT, G.F. OERTEL, R.W. TILLMAN & J.A. THORNE (Eds.): "Shelf sand and sandstone bodies". Int. Ass. Sediment, spec. publ., **14**: 189-255.
- TRINCARDI F. & ARGNANI A. (a cura di) (2001) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:250000 – Foglio NL33-10 "Ravenna"*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.
- TRINCARDI F., ARGNANI A. & CORREGGIARI A. (a cura di) (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:250000 – Foglio NK33-5 "Pescara"*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. In: Guilizzoni, P., Oldfield, F. (Eds.), *Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*. Memorie del'Istituto Italiano di Idrobiologia **55**: 39-70.
- TRINCARDI F., CATTANEO A. & CORREGGIARI A. (2004) - *Mediterranean prodelta systems: natural evolution and human impact investigated by EURODELTA*. Oceanography, **17/4**: 34-45.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A., MASSON D.G., HÜHNERBACH V., JACOBS C., CARRÀ D., MAGAGNOLI A., PENITENTI D., RIDENTE D. & ROVERI M. (2000) - *Evidence of giant fluid-escape features in late-Holocene deposits on the Adriatic shelf*. Giorn. Geol., **62**: 1-26.
- TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Muddy forced-regression deposits in the Adriatic basin and the composite nature of Quaternary sea level changes*. In: D. HUNT & R.L. GAWTHORPE (Eds.): "Sedimentary Responses to Forced Regressions". Geol. Soc. London, spec. publ., **172**: 247-271.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Mar. Lett., **14**: 41-51.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variability, and preservation of downlapped regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian margin, Italy*: J. Sed. Petrol., **49**: 775-790.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.): "Fossil vertebrates in the Lamone valley. Romagna Apennines". Field trip guidebook. Litografica Faenza, 7-37, Faenza.
- VAI G.B. (2001) - *Basement and early (pre-Alpine) history*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.). "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluwer Academic Pub., 327-350.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M.JR., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S. III, SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level*. In: C.E.

- PAYTON (Ed.): "*Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*". AAPG Memoir, **26**: 49-212.
- VAN DER ZWAAN G.J. & JORISSEN F.J. (1991) - *Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia*. In: R.V. TYSON & T.H. PEARSON (Eds.): "*Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*". Geological Society, spec. publ., **58**: 65-82.
- VANNUCCI G. & GASPERINI P. (2004) – *New Release of the Data Base of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA Version 2)*. Annals of Geophysics, suppl., **47**: 307-334.
- VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., MORELLI A., GASPERINI P. & BOSCHI E. (2004) – *An Atlas of Mediterranean Seismicity*. Ann. Geophys., suppl., **47**: 247-306.
- VIGLIOTTI L., VEROSUB K.L., CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & PIVA A. (2008) - *Paleomagnetic and rock magnetic analysis of Holocene deposits from the Adriatic Sea: Detecting and dating short-term fluctuations in sediment supply*. Holocene, **18/1**: 141-152.
- WHEELER H.E. (1958) - *Time stratigraphy*. AAPG Bull., **42**: 1047-1063.
- WOLINSKI M.A. & PRATSON L.F. (2007) - *Overpressure and slope stability in prograding clinoforms: implications for marine morphodynamic*. J. Geophysic. Res., **112**, F04011.
- ZAPPATERA E. (1990) – *Regional distribution models of source rocks in the Periadriatic region*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 817-822.